



EL CLIMA DE BOLIVIA

*Bolivia
un país
heterogéneo*

LABORATORIO CLIMATOLÓGICO SUDAMERICANO

***Fundación Carl C: Zon Caldenius
Investigaciones Paleoclimáticas y Paleoambientales del
Cuaternario. Sede NOAA***

***Presidente: Lic.Geo. Miguel A. González
Vicepresidente: Dr.Cs.Met. Juan L. Minetti
Editor: Juan L. Minetti***

***San Luis 183- C.P. 4000-San Miguel de Tucumán
República Argentina***

E-mail: minettil@arnet.com.ar

Imágen de La tapa: GOES-13 2012/08/17 20:45:29 NOAA-USA

*Queda hecho El depósito que
Prescribe La ley 11.723*

*Minetti, Juan Leonidas
El clima de Bolivia.- 1ª ed.- Tucumán: Minetti, 2013.
CD-ROM*

ISBN 978-987-28266-3-5

*1. Climatología. I. Título
CDD 551.6*

Fecha de catalogación: 27/07/2012

*Este libro no puede ser reproducido
Total o parcialmente sin la previa
Autorización de su autor*

Editor: Juan L. Minetti

*San Luis 183
4000-S.M. de Tucumán
Argentina
Tel.: (0381) 4244495
e-mail: minettil@arnet.com.ar*

PREFACIO

La República de Bolivia es una accidentada región interior de Sudamérica de 1.058.514 Km², 5ta. en tamaño de los países sudamericanos y 28vo en el mundo. En este país coexisten la selva (Yunga) y el desierto Puneño o Altiplánico, dos ecosistemas extremos en escasa distancia horizontal, menos de 100 Km. Esto ocurre con un intenso gradiente de climas intermedios que se aprecian en el cambio de vegetación y fenómenos que todo viajero admira cuando recorre el espacio en poco tiempo. Diversos investigadores han publicado en el pasado aspectos físicos parciales de la realidad boliviana, tales como mapa de ecosistemas, geomorfología, suelos y otros, pero no del clima. Una experiencia anterior del editor del libro “El Clima del Noroeste Argentino” ha motivado este trabajo de investigación, en una superficie ubicada al Norte de la descripta, donde los fenómenos mesoscálicos crecen en importancia y disminuyen los de escala regional o sinóptica. También en este espacio analizado se produce el cambio entre los climas templados (Cw de Köppen) y los tropicales (Aw), donde la principal diferencia entre ellos es la ausencia o la muy baja probabilidad de ocurrencia de heladas en los segundos. Entonces se puede resumir aquí el contraste entre tierras altas y bajas (occidente-oriental) y tierras tropicales a templadas (Norte-Sur). En las últimas décadas se observó un intenso cambio en la agricultura y expansión de la misma, con gran flujo de capitales para invertir en esta actividad cultural, y como siempre, la información climatológica, o es inexistente, o pobremente elaborada para las necesidades que esta actividad impone. Aquí, hemos compilado los trabajos existentes, usamos las Estadísticas Climáticas de 30 años publicadas por la FAO (1985) como “Datos Agroclimatológicos de América Latina y el Caribe” y elaborado toda la cartografía climática posible para comprender y mostrar cómo es el clima de Bolivia.

Siguiendo la experiencia anterior este libro aborda en cada capítulo las componentes geográfica, astronómica y de circulación del clima. La cartografía se ha colocado al final del texto como Atlas Climático de Bolivia (ACB).

Para la ejecución de este propósito se ha contado con las colaboraciones de distinguidos colegas pertenecientes a la Universidad Nacional de Tucumán-Argentina (Facultades de Agronomía y Zootecnia, y Dpto. de Geografía), Universidad Tecnológica Regional de Tucumán-Argentina y Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de Argentina. No menos importante ha sido el rol del Laboratorio Climatológico Sudamericano de la Fundación Carl C. von Coudenhove-Kalergi que ha facilitado la infraestructura, equipamiento y recursos para llevar a cabo el mismo. Los autores también agradecen al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia (SENAMHI), por la información facilitada para esta investigación y presentación, sin la cual no podría haberse realizado. Agradecemos a todas las colaboraciones recibidas y no citadas por error u omisión.

Dr.Cs.Met. Juan Leonidas Minetti

INDICE TEMÁTICO

Capítulo 1: La componente Geográfica del Clima. María Elvira Bobba y Dario P. Ovejero.....	7
Capítulo 2: La componente astronómica del clima. Arnobio G. Poblete y Laura Aguiar.....	14
Capítulo 3: La componente de circulación regional en Sud América y el clima. Juan L. Minetti, Walter M. Vargas, Luis R. de la Zerda, Leonidas R. Minetti y Darío P. Ovejero.....	28
Capítulo 4: La componente de circulación en mesoescala y escala local-vientos. Juan L. Minetti y Darío P. Ovejero.....	78
Capítulo 5: El régimen térmico. Juan L. Minetti y Darío P. Ovejero.....	90
Capítulo 6: Régimen de humedad, nubosidad y tormentas. Juan L. Minetti, Luis R. Acuña y Darío P. Ovejero.....	102
Capítulo 7: El régimen pluviométrico. Juan L. Minetti, Darío P. Ovejero, Luis R. Acuña y Leonidas R. Minetti.....	110
Capítulo 8: El régimen de variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones-sequías e inundaciones. Juan L. Minetti, Darío P. Ovejero y Luis R. de la Zerda.....	124
Capítulo 9: Los mesoclimas. Juan L. Minetti, Arnobio G. Poblete y Darío P. Ovejero.....	140
Capítulo 10: Patrones vegetacionales asociados con el clima. Eduardo A. Mendoza.....	152
Capítulo 11: Clima y producción agropecuaria. Juan L. Minetti y Mauricio C. Costa.....	164
Capítulo 12: Clima y recursos hídricos. Juan L. Minetti y Darío P. Ovejero.....	180
Capítulo 13: Fluctuaciones de baja frecuencia en el clima y Cambio Climático. Juan L. Minetti, Arnobio.G.Poblete, Walter.M.Vargas y Dario.P.Ovejero.....	186
Anexo: Atlas Climático (ACB). Juan L. Minetti y Dario P. Ovejero.....	208

CAPÍTULO 1

LA COMPONENTE GEOGRÁFICA DEL CLIMA

María E. Bobba (1) y Darío P. Ovejero (2)

(1)Dpto. de Geografía-UNT y Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS). (2) (LCS).

Bolivia es un país con 1.058.514 kilómetros cuadrados, figura 1. Se encuentra entre los 9° y 23° de latitud S y entre 57° y 69° de longitud O en Sudamérica, por lo tanto ubicada en regiones tropicales, tiene una diversidad de climas por su compleja orografía.

El centro geográfico del país se encuentra en el área de Puerto Estrella sobre el río Grande en el Departamento de Santa Cruz, en la provincia Ñuflo de Chávez. Los puntos extremos de Bolivia son:

- *Punto extremo Norte: 9°40'07S en Manao, Departamento de Pando, en la confluencia de los ríos Madera y Abuná.*
- *Punto extremo Sur: 22°54'12 S Cerro Guayaques, en el Departamento de Potosí.*
- *Punto extremo Este: 57°25'05 en Buen Fin, en el Departamento de Santa Cruz.*
- *Punto extremo Oeste: 69°38'23 Cerro Mauripalca, en el Departamento de La Paz.*

Abarcando más de 13 grados geográficos de latitud, figura 2, se ubica entre la Cordillera de los Andes y la Cuenca Amazónica con una altitud máxima de 6.542m snm en el Nevado Sajama y una mínima de 70m snm cerca del río Paraguay.

El país está dividido en tres regiones geográficas:

La Región Andina: abarca el 13% del territorio ocupando una superficie de 142.815,53 Km², y está comprendida por el Altiplano y la Cordillera de los Andes. Se caracteriza por su gran altura, ya que en ella se encuentran las cimas más altas del país y por poseer una meseta plana de altura, a una elevación media de 4.000m snm.

La Región Subandina: abarca un 28% del territorio ocupando una superficie de 307.602,68 Km². Está comprendida por los Valles y Las Yungas con una altura media de unos 2.000m snm, se caracteriza por una vegetación exuberante y valles cerrados.

La Región de los Llanos: abarca el 59% del territorio ocupando una superficie de 648.162,79 Km². Es la más grande del país; está comprendida por las subregiones amazónica, platense y del Gran Chaco, con una altura media de menos de 400m snm. Se extiende desde el Departamento del Pando pasando por el de La Paz, Beni, Cochabamba, Santa Cruz, Chuquisaca y Tarija. El relieve cuenta con ligeras irregularidades, correspondiente a un terreno aluvional, depósito de material sedimentario de los ríos del área, y en algunos casos a fondos de antiguos lagos. Está cubierto totalmente por zonas boscosas y selváticas de tipo amazónico.

Los llanos del E y Noreste

En las últimas estribaciones de la cordillera Andina, sobre los departamentos de La Paz, Cochabamba y Santa Cruz, se extienden hacia el N las llanuras cubiertas por pastos naturales y con árboles de maderas preciosas. Mas hacia el N, en los departamentos de Pando y Beni, la floresta natural se hace densa y la temperatura es más tórrida ya sea por el acercamiento hacia la línea ecuatorial o por su escasa elevación.

Los llanos del N del departamento de La Paz y del Beni, por la conformación de sus suelos en los que se distinguen estratos de arcilla impermeables y mantos de lutitas y arenas de depósito aluvial, se presentan como extensos pastizales y algunas islas de árboles; en estas

sabanas se forman "curiches" o lagunas de baja profundidad. Los llanos de Moxos con la presencia de mantos impermeables o su escaso declive se anegan en el verano, sin embargo ofrecen un amplio campo para la ganadería. Los ríos de este territorio son navegables y en ellos habitan más de 600 especies y subespecies de peces.

La zona N del departamento de Cochabamba ofrece amplias perspectivas para la agricultura y la ganadería.

El N de Santa Cruz produce maderas, algodón, maíz, soya, caña de azúcar, etc., gracias a sus condiciones de precipitación adecuada y clima caluroso.

Los llanos del Este y del Sur

La región oriental de Bolivia, es bastante boscosa. Las llanuras del Este se ven cortadas por la sierra de Chiquitos.

El Sudeste y Sur del territorio nacional integra a varias provincias del departamento de Santa Cruz, Chuquisaca y Tarija. Es caluroso y el agua de las lluvias se insume rápidamente dentro de tierras arenosas en las que progresa una vegetación xerofítica: cactus y plantas espinosas, aunque existen también concentraciones de árboles maderables como quebracho, cedro, guayacán, etc. Esta zona es conocida con el nombre de "Chaco" donde está siendo probada en el cultivo extensivo de algodón, soya, maíz, y otros.

El Chaco es apto principalmente para la cría de ganado bovino, equino, caprino y porcino. El Río Pilcomayo posee una muy rica fauna ictiológica que permite realizar pesca industrial.

El Chaco Boliviano cubre aproximadamente la mitad oriental de Tarija, un sector adjudicado al departamento de Chuquisaca, y la zona S del departamento de Santa Cruz; y el área de transición a la Amazonia, llamada Chiquitania o Llanos de Chiquitos, que es considerada la parte nororiental del Chaco Boreal.

El pantanal boliviano

Es la parte del Pantanal Sudamericano, repartido entre Brasil, Paraguay y Bolivia, ocupando una superficie de unos 31.898,88 km². Tiene una gran importancia ecológica ya que es un mosaico altamente complejo y temporalmente dinámico, de lagos, lagunas, pantanos, ríos, sabanas inundadas, palmares, bosques secos y cerrados. Fuente primordial del río Paraguay, posee una gran diversidad biológica y menos alterado que las porciones brasileñas. Un hábitat de cantidades importantes de especies vegetales, peces, aves y grandes mamíferos.

En el sitio está también el bosque Chiquitano. Es una gran superficie del bosque seco y más intacto del mundo. Pertenecer a la Región Biogeográfica Brasileño-Paranaense. Está integrado dentro del Convenio de Ramsar. **La Convención Relativa a los Humedales de Importancia Internacional especialmente como Hábitat de Aves Acuáticas.**

Orografía

Bolivia está atravesada de N a S por la Cordillera de los Andes, la cual se divide en tres sistemas orográficos principales, además de las serranías del Escudo Brasileño y del Macizo Chiquitano. Las **figuras 3 y 4** muestran cómo es la topografía en dos transectas Oeste-Este para las latitudes de 15° y 20°S.

La Cordillera Occidental.

Es la más elevada del país. Tiene como característica el vulcanismo, y hace de frontera natural con Chile. Este sistema comienza en el N, con el nudo de Jucuri y termina en el S en el volcán Licancabur que es límite S con territorio chileno. Su principal riqueza se encuentra en el subsuelo con minerales metálicos como oro, plata, cobre, etc. Esta sección a su vez está dividida en tres partes:

- *Septentrional, donde se encuentran los mayores picos de Bolivia, como el nevado de Sajama, el más alto del país con 6.542m snm cubierto de nieve perpetua, y los cerros Pomerape y el Parinacota; este último es un volcán apagado .*
- *Central, que está situada entre los salares de Uyuni y Coipasa cuya mayor cumbre es el volcán Ollagüe. El salar de Uyuni es el mayor desierto de sal del mundo con una superficie de 12.000 km² Está situado a unos 3.650 metros de altura en la región del Sudoeste en el departamento de Potosí, en el Altiplano.*
- *Meridional, definida por ser volcánica y por tener recurrentes tempestades de arena. Cuenta con el mayor volcán activo del mundo: el Licancabur con una altura 5.920m snm, de los cuales sólo hasta 5.400m snm pertenecen a Bolivia, en la ladera Noreste del volcán; en el punto más sudoccidental del país, ubicado en el 22° 49' S y 67° 52' W, por donde pasa la línea fronteriza con Chile. En ella se encuentran las lagunas Colorada y Verde famosas por los llamativos colores de sus aguas.*

La Cordillera Central

Es la que divide las tres cuencas hidrológicas del país, se define por su importante riqueza minera y además, por contar con las segundas cumbres más altas de Bolivia. Esta sección comienza en el N en el nevado Chaupi Orco y los Tres Palomanis hacia el S en el cerro Zapaleri, triple frontera con Chile y Argentina.

Está dividida en tres subsecciones:

- *Septentrional o Real, donde se encuentran los nevados de Chaupi Orco y los Tres Palomanis; además cuenta con la cadena montañosa más significativa de Bolivia, donde se encuentra la cordillera de La Paz, cerca de la ciudad homónima y está conformada entre otros por el nevado Illimani, el Illampu, el Ancohuma, el Mururata y el Huayna Potosí, todos con más de 6.000m snm.*
- *Central, donde se encuentran los cerros Sumac Orcko, Andacava y la estación ferroviaria Paso de Cóndor una de las más altas del mundo con 4.788m snm.*
- *Meridional, que se caracteriza por su alta mineralización. En ella se encuentran los mayores yacimientos de estaño. Su mayor cima es el Cerro Zapaleri en la frontera con Chile y Argentina.*

La Cordillera Oriental

Está formada por cadenas paralelas que se despliegan sobre el llano de N a S, donde se observan regiones boscosas y húmedas, ricas en productos agrícolas y ganaderos. Se divide en tres subsecciones:

- *Septentrional: caracterizada por ser una continuidad de serranías como Eslabón, San Buenaventura, Muchane, Pilon etc. Entre sus cimas más importantes se encuentran los cerros Astalaya y Colorado.*

- *Central: que se distingue por estar formada íntegramente por la cordillera de Cochabamba. Al atravesar el departamento de Cochabamba forma los Yungas en el Chapare. Sus cimas principales son el Tunari con 5.200m snm, y el San Benito con 4.298m snm.*

Se extiende hacia el departamento de Santa Cruz formando las serranías aisladas que se introducen en el parque Nacional de Amboró.

- *Meridional: comienza en el N de Chuquisaca con la cadena Presto y termina en las serranías de Caiza y Capirenda en la provincia del Gran Chaco sobre el departamento de Tarija. No tiene cimas de especial importancia.*

Macizo Chiquitano

Se encuentra repartido por el N del país en serranías y colinas aisladas, de poca elevación, formadas en el periodo Precámbrico. Sus principales componentes son:

- *En el Norte, cerca del límite con Brasil en el departamento del Beni, las serranías de San Simón y Caparuch o Huanchaca en el Parque Nacional Noel Kempff Mercado, del Departamento de Santa Cruz..*

- *Hacia el S, se encuentran las serranías de San Lorenzo, San José, Sunsas, Santiago, Tapia y La Cal, todas estas en el departamento de Santa Cruz. El pico más elevado de la zona es el Chochis con 1.290m snm. En este macizo también se encuentra el cerro Mutún con casi 800m snm, uno de los más grandes yacimientos de mineral de hierro del mundo.*

Hidrografía de Bolivia

Bolivia cuenta con tres cuencas hidrográficas (figura 5) que recogen las aguas que desembocan en las vertientes del Atlántico (exorréica), del Altiplano (endorreica) y, en menor medida la del Pacífico (caso del río Silala, cuyas aguas se encuentra en disputa con Chile).

- *Cuenca del Amazonas o Norte (724.000 km² / 66% del territorio): El principal afluente boliviano es el río Mamoré con una longitud de 2.000 km, que escurre en dirección N hasta la confluencia con el río Beni de 1.113 km de largo el segundo en importancia fluvial del país con el cual forma el río Madera o Madeira el principal afluente del río Amazonas. De Este a Oeste está constituida por otros ríos importantes como Madre de Dios, Orthon, Abuná, Yata e Iténez o Guaporé. Por su parte, los lagos y lagunas más importantes son el Rogaguado y el Rogagua.*

- *Cuenca del Plata o Sur (229.500 km² / 21% del territorio): Los afluentes son por lo general menos caudalosos que los amazónicos. Compuesta principalmente por los ríos Paraguay, Pilcomayo y Bermejo. Las lagunas más importantes son: Uberaba y Mandioré ubicadas en la región del Pantanal boliviano.*

- *Cuenca Lacustre o Central (145.081 km² / 13% del territorio): El Altiplano cuenta con grandes cantidades de ríos, lagos, lagunas y manantiales que no escurren hacia ningún océano por encontrarse encerradas por la Cordillera de los Andes que delimita la región. El río más importante es el Desaguadero que con sus 436 km de longitud es el más largo de los ríos altiplánicos, nace en el lago Titicaca, el más alto del mundo (3.810m snm), y escurren en dirección Sudeste en el lago Poopó (3.686m snm). La cuenca está formada por los lagos Titicaca-Poopó, y el río Desaguadero, además por los grandes salares como el de Coipasa y el de Uyuni. Por su atractivo turístico, son importantes las lagunas Verde, Blanca y Colorada localizadas al de Potosí. En esta cuenca existen grandes salares como el Salar de Uyuni (12.000 km²) que es el desierto de sal y depósito de litio más grande del mundo, o el Salar de Coipasa (2.218 km²).*

LITERATURA CITADA

<http://www.boliviaenred.com/html/orografia-bolivia.html>

<http://www.mirabolivia.com/mapafisico.htm>

<http://www.redboliviana.com/elpaís/hidrografía.asp>

<http://www.boliviaenred.com/html/parque-noel-kempff-mercado.html>

http://www.e-mapas.com/mapa/America_del_/215.html

<http://www.tiempo.com/ram/2576/entrevista-del-mes-30/>

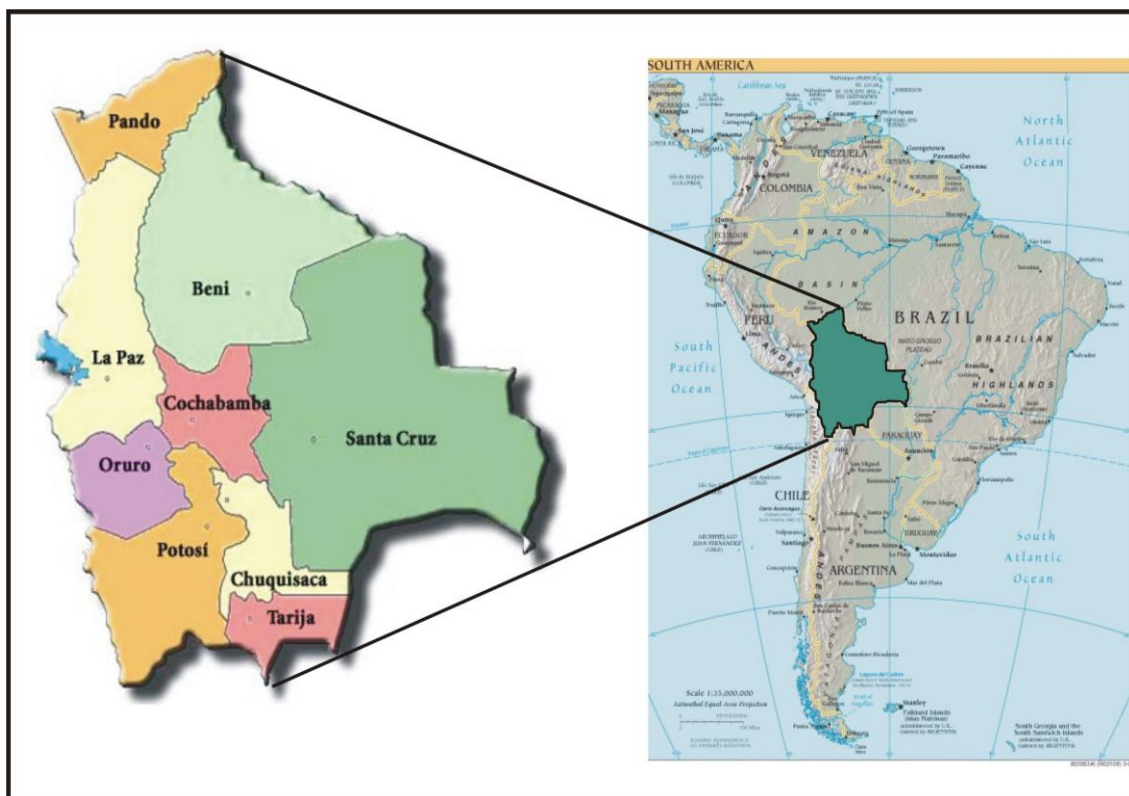


Figura 1: Localización geográfica de la República de Bolivia y departamentos del mismo.



Figura 2: Mapa físico de la República de Bolivia.

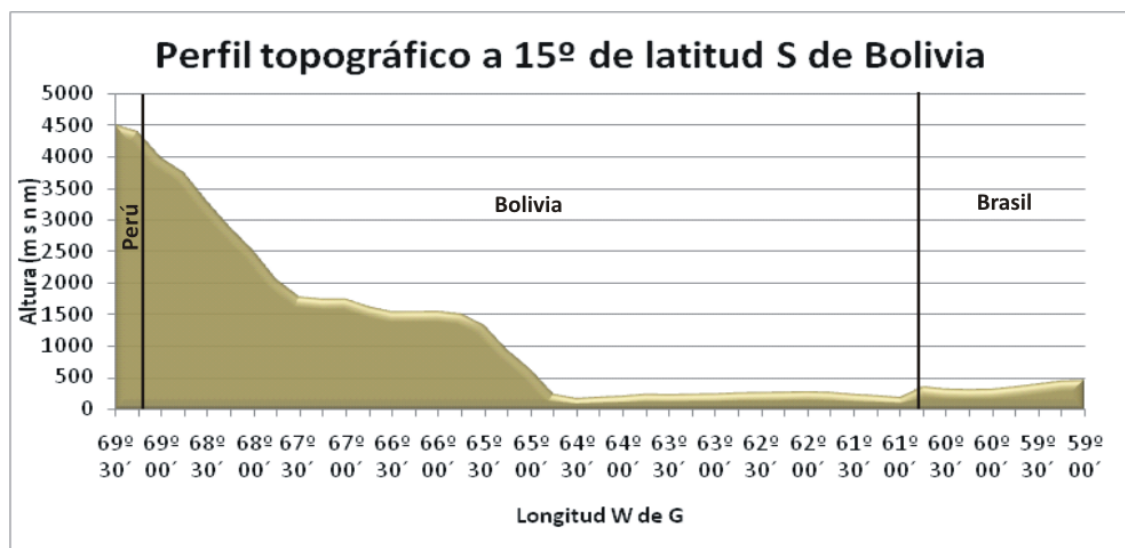
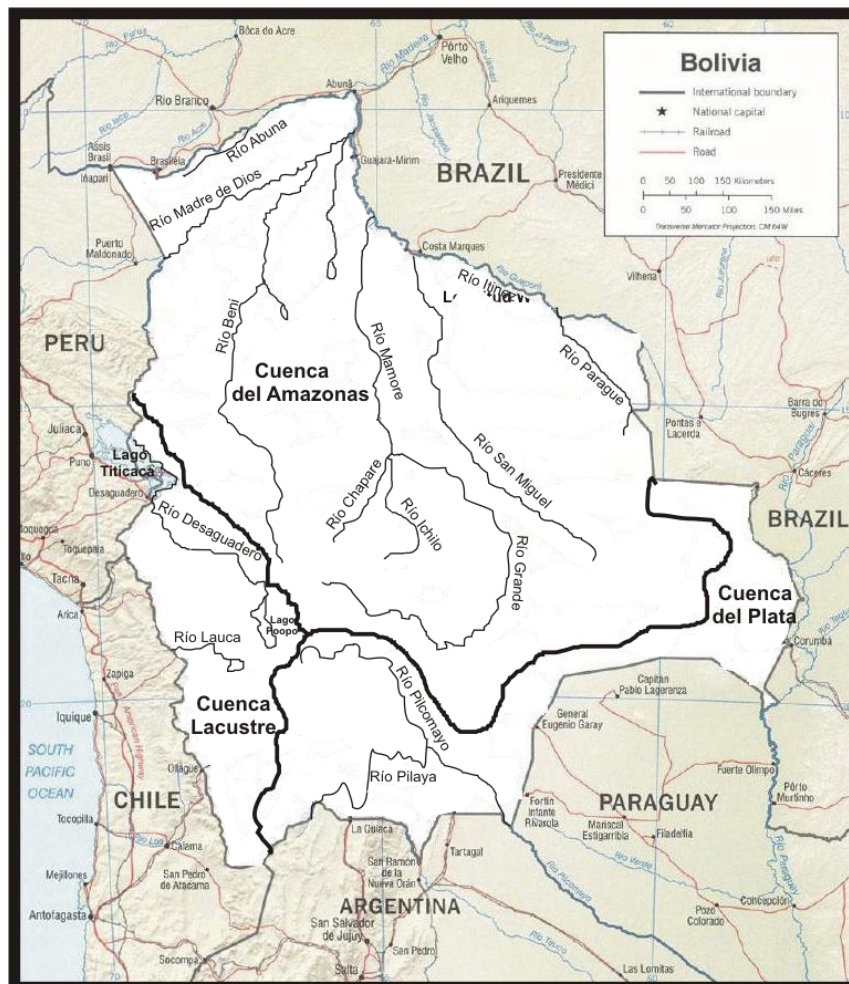
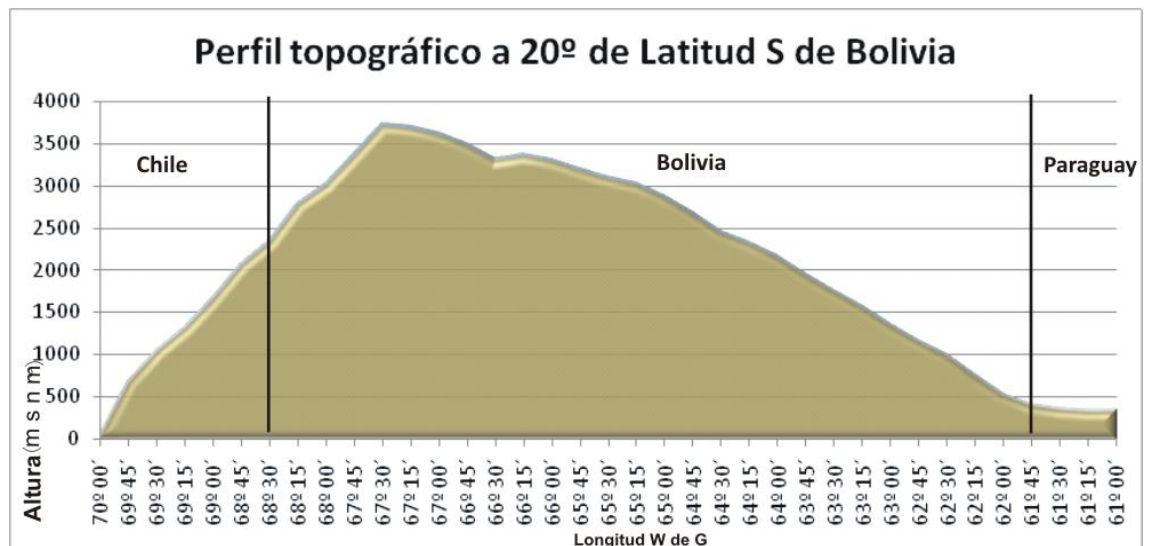


Figura 3: Topografía de Bolivia en 15°S.



CAPÍTULO 2

LA COMPONENTE ASTRONÓMICA DEL CLIMA

Arnobio G. Poblete (1,2) y Laura A. Aguiar (2)

**(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano, (2) Instituto de Geografía Aplicada y
Departamento de Geografía de la Universidad Nacional de San Juan.**

A la emisión constante de energía electromagnética y de partículas animadas de gran velocidad radiadas por el Sol, se le denomina “insolación” (Barry y Chorley, 1980). La cantidad de la misma que recibe la Tierra, suponiendo que la atmósfera no produce interferencias depende de: la emisión solar, la distancia al Sol, la altura del Sol y la duración del día y el crepúsculo (Strahler, 1998).

La energía solar es el “combustible” que pone en funcionamiento la “máquina termodinámica” generadora del clima terrestre y sus componentes: la circulación general de la atmósfera, la cupla océano-atmósfera y todos sus ciclos asociados (Flohn, 1968).

Dicha radiación también influye en la variabilidad de la mayoría de los elementos meteorológicos que condicionan el confort humano y su hábitat, el cual puede ser mejorado o empeorado en función de la orientación con que se construyen sus residencias y se maneja el entorno (Napier Shaw, 1936).

El principal problema a resolver desde la perspectiva de la mitigación del cambio climático global, es el reemplazo del empleo de combustibles fósiles para la producción de la energía usada por las actividades humanas, dadas su naturaleza de no renovables y contaminantes. Una de las soluciones propuestas es el empleo de energías alternativas que sean renovables y sin polución. Entre ellas, la que más se destaca es la energía solar (Ricciardi, 1995).

Un eficiente aprovechamiento de dicha energía solar debe contar con sistemas de recolección para una conversión rentable de la misma, que depende fundamentalmente, del régimen de radiación del lugar donde se instala (Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, 1981-86).

En este trabajo, se describirán: la altura del Sol, la duración del día y sus crepúsculos, desde la perspectiva de la latitud de localidades bolivianas representativas haciendo uso de las herramientas que brinda la trigonometría esférica y la Geografía Matemática. Además, se pretende clarificar los aspectos salientes de la radiación solar incidente en el territorio boliviano y su conexión con su régimen térmico, como un aporte inicial para futuros estudios climáticos específicos y de aprovechamiento de aquella para fines prácticos.

Para realizar este estudio se tomaron como base de datos a los registros aportados por el observatorio de la Universidad de la Plata y el Servicio de Hidrografía Naval de la República Argentina (ambos vía Internet). La metodología aplicada consiste en el cálculo de las variables astronómicas del movimiento aparente del Sol y su posterior graficación en un sistema CAD.

Para el cálculo de las variables astronómicas del movimiento aparente del Sol y la radiación incidente al borde de la atmósfera, se utiliza el procedimiento de (Angot, FAO, 1983).

Los algoritmos usados para el cálculo de la declinación, del azimut, duración del día y crepúsculo son los Duffett-Smith, (1981):

Declinación (δ):

$$\delta = 23,45 \text{sen } \gamma \quad (1)$$

con: γ un ángulo auxiliar definido por

$$\gamma_0 + 0,007133 \text{sen } \gamma_0 + 0,032680 \cos \gamma_0 - 0,000318 \text{sen } 2\gamma_0 + 0,000145 \cos 2\gamma_0 \quad (2)$$

$$\gamma_0 = \frac{2\pi(n + 284)}{365,24} \quad \text{con: } n = \text{número del día del año} \quad (3)$$

Como la altura del Sol en el horizonte se hace cero en su salida y puesta, el coseno de su correspondiente azimut es según (Vorontsov-Veliaminov, 1974):

$$\cos(A) = \left(\frac{\text{sen } \delta}{\cos \varphi} \right) \quad (4)$$

Con: A = Azimut. δ : declinación del Sol. φ : latitud del lugar considerado.

Luego:

$$A = \arccos\left(\frac{\text{sen } \delta}{\cos \varphi}\right) = \cos^{-1}\left(\frac{\text{sen } \delta}{\cos \varphi}\right) \quad (5)$$

Para el caso de la duración del día por lo recién apuntado se tiene que:

$$\cos\left(\frac{d}{2}\right) = -\text{tg } \delta \text{tg } \varphi \quad (6)$$

con d = duración del día.

$$\frac{d}{2} = \arccos(\cos \delta \cos \varphi) \quad (7)$$

$$d = 2 \arccos(\cos \delta \cos \varphi) \quad (8)$$

El valor de la duración media del día se calcula por:

$$d_{\text{día}} = \frac{2}{15} \cos^{-1}(\cos \delta \cos \varphi) \quad (9)$$

Por la importancia climática de la luz solar, también se evalúa el crepúsculo. Se entiende por tal, a la iluminación del cielo anterior a la salida del Sol y posterior a la puesta del mismo, producido por la dispersión de los rayos solares en las capas más altas de la atmósfera. El primero es el crepúsculo matutino o amanecer, mientras que el segundo es el vespertino o atardecer (Duffett-Smith, 1981).

Se distinguen tres tipos de crepúsculo (Loedel Palumbo y De Luca, 1971).

- Civil: comienza o termina cuando la altura del Sol es de 6° bajo la línea del horizonte (-6°); durante el mismo las actividades al aire libre no requieren luz artificial para su realización y “todavía se puede leer un texto”, suponiendo buenas condiciones meteorológicas-.
- Náutico: comienza o termina cuando la altura del Sol es -12° ; en estos instantes la iluminación indirecta del Sol es tal, que el horizonte marítimo no es visible y está muy oscuro para realizar observaciones con el sextante -suponiendo también, buenas condiciones meteorológicas-.
- Astronómico: comienza o termina cuando la altura del Sol es -18° ; en ese instante la iluminación indirecta del Sol es menor que la producida por las estrellas.

El cómputo del crepúsculo para cada día del año se realiza mediante el algoritmo de (Duffett-Smith, 1981):

De (6), para el ángulo horario (t) de salida o puesta:

$$t = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta \quad (10)$$

y el correspondiente a la posición del Sol a θ° debajo del horizonte:

$$t_{\text{cp}} = \frac{\cos(\theta^\circ) - \sin \varphi \sin \delta}{\cos \varphi \cos \delta} \quad (11)$$

Crepúsculo (θ° cantidad de grados
($^\circ$) debajo del horizonte)

luego la duración del crepúsculo en horas será:

$$Crp = \frac{t_{crp} - t}{15} \text{ hs} \quad (12)$$

Para obtener la altura del Sol, en cualquier hora, se emplea la fórmula:

$$\text{sen}(h) = \text{sen}(\delta) \text{sen}(\varphi) + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(t) \quad (13)$$

altura del Sol desde el horizonte
t= ángulo horario

Para lograr en forma directa los máximos y mínimos anuales de la altura solar se emplean las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \text{Altura máxima:} & \quad 90^\circ - \varphi + 23^\circ 27' \\ \text{Altura mínima:} & \quad 90^\circ - \varphi - 23^\circ 27' \end{aligned} \quad (14)$$

Como el objetivo de este trabajo es climático, en la meso escala, la precisión en los cálculos de los fenómenos astronómicos asociados al régimen de radiación se establecen hasta el orden de los minutos de grado, siendo despreciable, a tal efecto, la precisión astronómica de los segundos (Angot, 1983). Además se adopta el crepúsculo náutico, pues es el que agrega un aporte de radiación que puede incidir meteorológicamente (Strahler, 1998).

Para la duración del día se emplea la fórmula empírica expuesta en (8), en la cual se consideran coincidentes el centro con el borde del Sol, tanto en su salida como en su puesta (Angot, 1983).

La Duración del Día, el Crepúsculo y la Luz Solar en Bolivia.

Por lo expuesto en la introducción, se cree conveniente la elección de topocentros como Riberalta ($11^\circ 02' S$) y Tarija ($21^\circ 32' S$) (ver **figura 1**) que representan la variabilidad en latitudes extremas de Bolivia, de los fenómenos en estudio, puesto que constituyen los límites radiativos del territorio boliviano; y por otra parte a la ciudad de La Paz que tiene una latitud ($16^\circ 30' S$) que podría ser considerada como la media de Bolivia.

La **figura 2** muestra en un sistema horizontal de coordenadas esféricas, los arcos diurnos y nocturnos correspondientes al solsticio de diciembre ($\delta = -23^\circ 27'$), los equinoccios de Marzo y Septiembre ($\delta = 0^\circ$) y al solsticio de Junio ($\delta = 23^\circ 27'$) para la ciudad de Riberalta ($\varphi = -11^\circ 02'$).

Se observa que en el solsticio de Diciembre, se produce la mayor permanencia del Sol por encima del horizonte (aproximadamente 12 h 40', de tiempo solar medio, sin considerar el crepúsculo), siendo, por lo tanto, el día de mayor duración en el año. Dicho astro describe ese arco, saliendo y poniéndose al Sur del eje Este-Oeste verdadero -ver **figura 3**-, sin cruzar hacia el norte debido a que tiene una latitud muy baja lo que hace que se parezca a las llamadas "esferas rectas" propias de localidades ecuatoriales. Esto da lugar a que el balance de

radiación diurna y estacional, no tenga grandes variaciones como en el caso de localidades con mayor latitud.

En la misma figura se aprecian los arcos diurnos y nocturnos correspondientes a los equinoccios de marzo y septiembre ($\delta = 0^\circ$), que por su disposición simétrica, respecto del horizonte; tienen, ambos, una duración de 12 horas. Se ve que el Sol sale en el Este verdadero (azimut = 270°), y se pone en el Oeste verdadero (azimut = 90°), o sea “en la mitad del cielo” (ver **figura 3**) para los mismos.

También muestra los arcos diurnos y nocturnos correspondientes al solsticio de invierno ($\delta = 23^\circ 17'$). En este caso, el Sol no describe un arco sustancialmente distinto a los del equinoccio y solsticio de Diciembre (la duración del día es de 11h 32min) puesto que, como se dijo Riberalta presenta el comportamiento parecido al de una “esfera recta” (todos los días del año tienen un arco diurno de 12hs), dada su cercanía al Ecuador.

La **figura 4** muestra los arcos diurnos y nocturnos correspondientes al solsticio de Diciembre ($\delta = -23^\circ 27'$), los equinoccios de Marzo y Septiembre ($\delta = 0^\circ$) y al solsticio de Junio ($\delta = 23^\circ 27'$) para la ciudad de Tarija ($\phi = -21^\circ 32'$).

Se observa que en el solsticio de diciembre, el arco diurno es máximo estando el Sol por encima del horizonte aproximadamente 13hs 20min, de tiempo solar medio, sin considerar el crepúsculo. El orto y ocaso se encuentran al Sur del eje Este-Oeste verdadero -ver **figura 5**-, “rozando” el cenit. En este caso el balance de radiación diurna y estacional, tiene variaciones significativas.

Al igual que Riberalta, los arcos diurnos y nocturnos correspondientes a los equinoccios de marzo y septiembre ($\delta = 0^\circ$), tienen una duración de 12 horas. Se aprecia que el Sol sale en el Este verdadero (azimut = 270°), y se pone en el Oeste verdadero (azimut = 90°), (ver **figura 5**) para ambos.

Para el caso de los arcos diurnos y nocturnos de Tarija correspondientes al solsticio de invierno ($\delta = 23^\circ 17'$), el comportamiento del Sol es distinto al de Riberalta ya que su permanencia por encima del horizonte (10hs 40min) es notoriamente distinto al del equinoccio, lo que la diferencia sustancialmente de la localidad anterior.

Con el objeto de resaltar las diferencias apuntadas para el caso del comportamiento diurno del Sol en ambas, se cree conveniente hacer una comparación entre las localidades descritas. La **figura 6** muestra los arcos diurnos/nocturnos de las dos localidades apreciándose con mayor precisión los ángulos que los separan (aprox. 10°), su culminación y azimuts. Esto muestra el comportamiento del movimiento solar diurno de localidades extremas de Bolivia y da una idea aproximada de cómo puede influir el factor radiativo sobre el tiempo y clima del resto de los lugares de este país.

Para determinar como influye el factor radiativo en la vida cotidiana de Bolivia, se construye la **figura 7**, donde se esquematizan dos edificaciones ubicadas en los topocentros respectivos de las localidades analizadas. Para el caso de Riberalta su altura máxima correspondiente al solsticio de Diciembre es de aproximadamente 82° y en el de Junio de 35° (obtenidas con las fórmulas (13) y (14)), lo que implica una amplitud angular de la oscilación anual, aparente del Sol, de aproximadamente 40° . Mientras que para Tarija los ángulos correspondientes son de 89° y 51° respectivamente con una amplitud anual de 38° . Estos valores se deberían tener en cuenta para una correcta planificación de la construcción y de los emprendimientos de recolección de energía solar.

Para evaluar la variación estacional de la duración del día calculada con el algoritmo expresado por las fórmulas (10) a (12), la **figura 8** muestra su marcha para ambas localidades. Se observa que Tarija tiene una mayor amplitud anual (2,63hs) variando entre 13,31hs en el solsticio de Diciembre y 10,68hs en el de Junio. Mientras que Riberalta presenta una oscilación mucho menor (1,32hs) que varía entre 12,65 hs en Diciembre y 11,33 hs en Junio, lo que confirma la semejanza con localidades ecuatoriales, como se dijo anteriormente.

Máximos	Mínimos
1hs 46min el 23 de Diciembre	1hs 32min el 21 de Marzo
1hs 42min el 23 de Junio	1hs 32min el 23 de Septiembre

Cuadro 1: Duración en horas y minutos de los máximos y mínimos medios estacionales del crepúsculo en la latitud de La Paz.

La **figura 4** muestra la curva suavizada de la duración del crepúsculo náutico total, o sea, la suma del amanecer más el atardecer, para cada día del año en la ciudad de La Paz que, como se dijo, es elegida para este análisis por tener una ubicación que representaría la latitud media de toda Bolivia, para complementar a las anteriores que constituyen las extremas. En esta figura y en el **cuadro 1**, se puede ver, que los máximos son cercanos a los solsticios y los mínimos a los equinoccios.

La variación estacional de la duración de la luz solar diaria efectiva (duración neta del día más la del crepúsculo), para la latitud de La Paz, se muestra en la **figura 10**; se observa que el lapso iluminado oscila entre 14h 50min en el solsticio de Diciembre, hasta 12h 50min en el de Junio.

La **figura 11** muestra la marcha estacional de la radiación incidente al borde de la atmósfera, medida en $\text{cal/cm}^2/\text{día}$ en dos latitudes representativas del territorio boliviano se observa que la latitud de -22° tiene una mayor variabilidad sumando un total anual de $9.823,4 \text{ cal/cm}^2/\text{día}$, mientras que la de la latitud -12° con una variabilidad menor por su cercanía al Ecuador acumula $10.294,1 \text{ cal/cm}^2/\text{día}$ al año.

Para tener una interpretación climática de la radiación incidente al borde de la atmósfera se decide hacer una conversión de unidades para valuarla en función de la energía capaz de evaporar el agua disponible. La **figura 12** muestra el equivalente de agua evaporada mensual en dichas latitudes. Se observa que de -22° los valores más altos se encuentran en Diciembre y Enero con 522 y 525 mm de agua respectivamente, mientras que el menor valor corresponde a Junio con 288 mm de agua. El total anual que se puede evaporar en dicha latitud asciende a 5010 mm.

En la misma figura se observa la variabilidad estacional en la latitud de -12° . también resultan los meses de Enero y Diciembre los que tienen mayor capacidad de evaporación con 498 mm y 495 mm respectivamente, mientras que el de menor cuantía es junio con 348 mm; como se aprecia esta latitud tiene menor variabilidad que la anterior y suma un total anual de 5250 mm de agua evaporada.

La radiación global analizada en el año y las cuatro estaciones se pueden ver en las **figuras 3-7** del ACB al final.

LITERATURA CITADA

Angot, C., 1983: Pocket computer in Agrometeorology - FAO, Roma

Barry, R.G. y Chorley, R.J., 1980: Atmósfera, Tiempo y Clima. Ed. Omega. Barcelona.

Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, 1981-86: Red Solarimétrica. (Publicación Semestral). Centro Espacial San Miguel, Buenos Aires.

Duffett-Smith, P., 1981: Practical Astronomy with Your Calculator 2° edition. Cambridge University Press. London.

Flohn, H., 1968: Clima y Tiempo. Ediciones Guadarrama. Madrid.

Loedel Palumbo, E. y De Luca, S., 1971: Cosmografía. Ed. Estrada, Bs. As.

Napier Shaw, E. 1936: The manual of Meteorology. Vol. II. Comparative Meteorology Cambridge Univrsity Press.

Ricciardi, H., 1995: Cambio Global. Publicación Especial N°10. Academia Nacional de Geografía Buenos Aires.

Strahler, A., 1998: Geografía Física. Ed. Reverte. Barcelona.

Vorontsov-Veliaminov, B. A 1974: Problemas y Ejercicios Prácticos de Astronomía. Ed. Mir. Moscú.



Figura 1: Ubicación de las localidades de La Paz, Riberalta y Tarija en Bolivia.

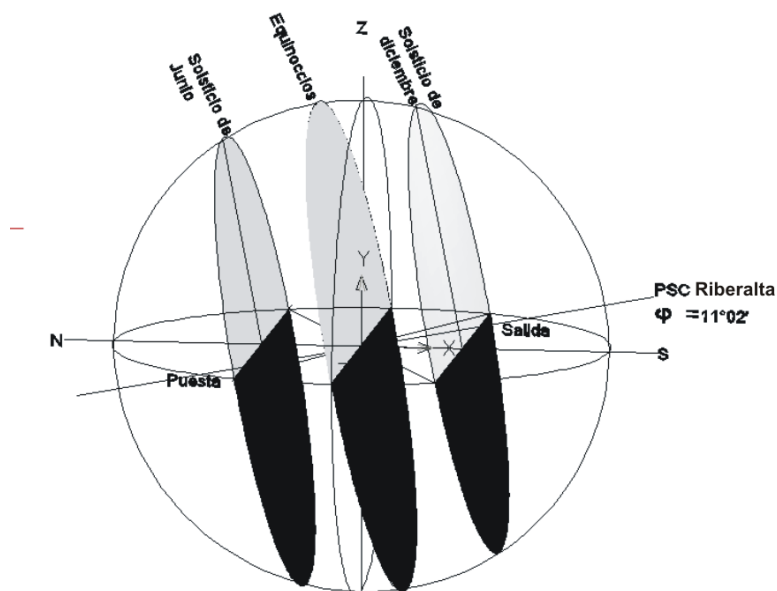


Figura 2: Arcos diurnos y nocturnos correspondientes a los solsticios y equinoccios en la latitud de la localidad de Riberalta.

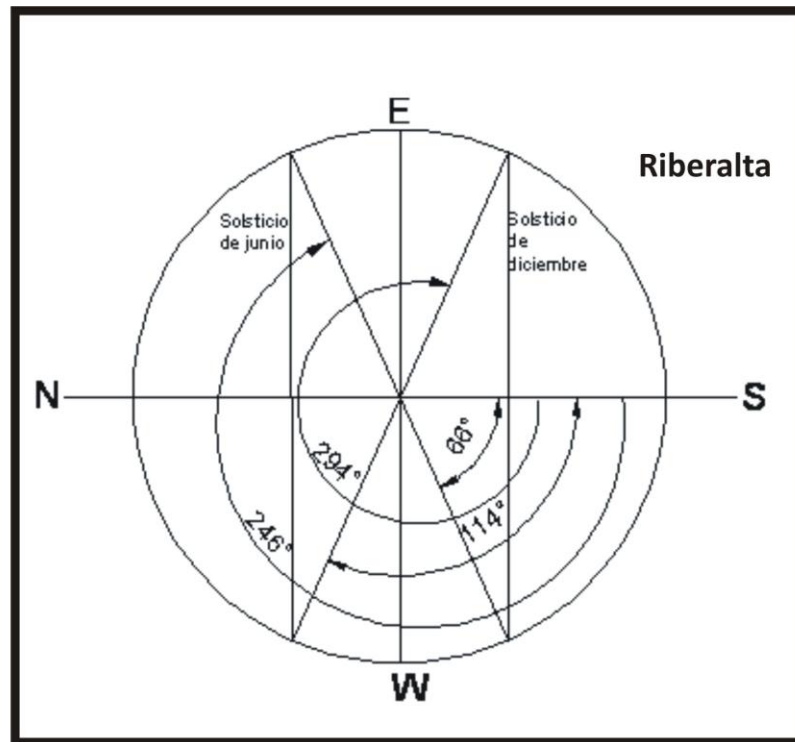


Figura 3: Azimuts aproximados de las salidas y puestas del Sol en los tres casos descritos, desde una vista cenital para la ciudad de Riberalta.

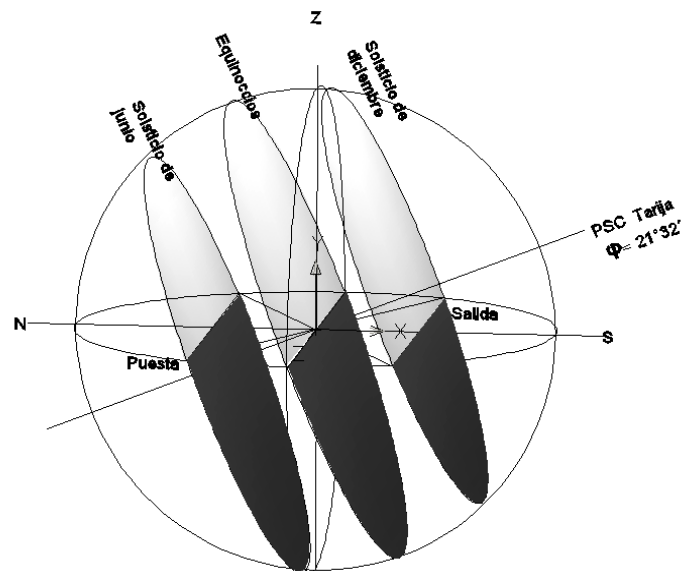


Figura 4: Arcos diurnos y nocturnos correspondientes a los solsticios y equinoccios en la latitud de la ciudad de Tarija.

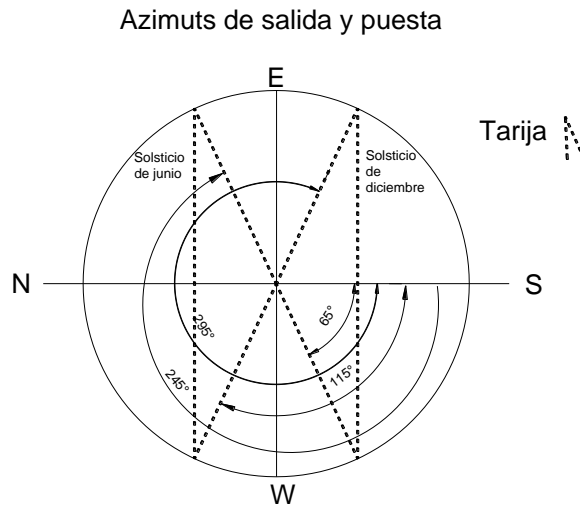


Figura 5: Azimuts aproximados de las salidas y puestas del Sol en los tres casos descriptos, desde una vista cenital para la ciudad de Tarija.

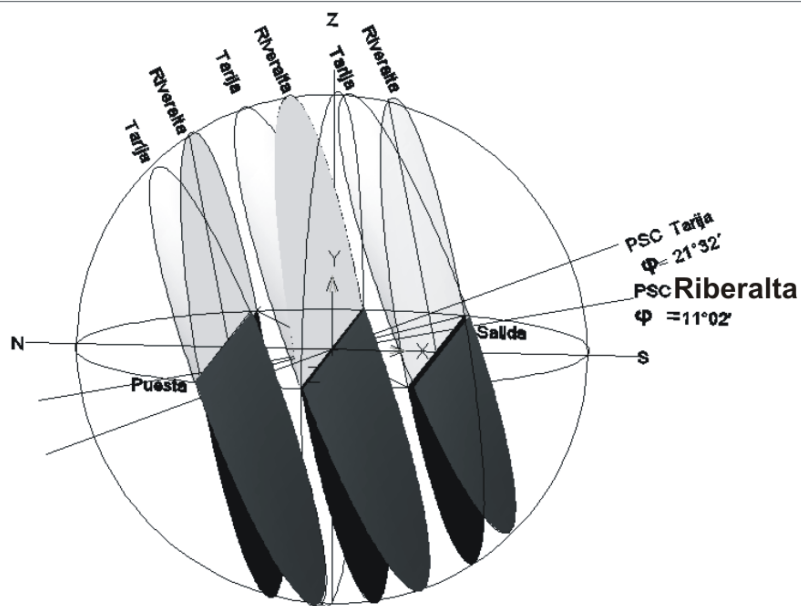


Figura 6: Comparación entre los arcos diurnos y nocturnos correspondientes a las localidades de Riberalta y Tarija.

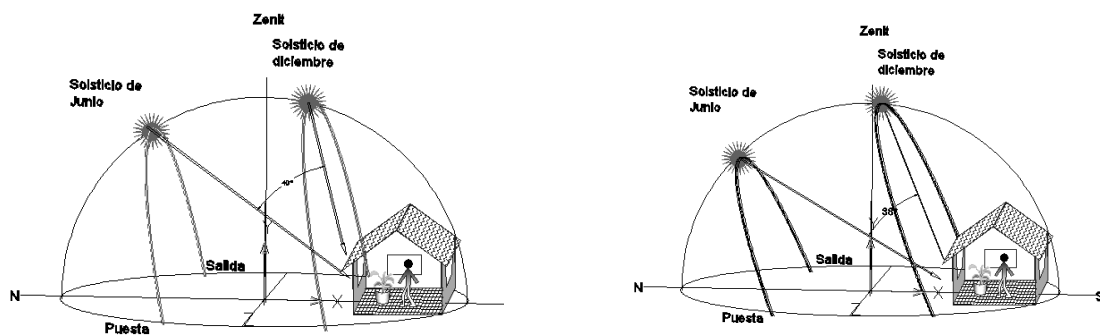


Figura 7: Ángulos de incidencia de los rayos solares asociados a los arcos diurnos y a la altura máxima del Sol correspondiente a cada solsticio, en las latitudes de las ciudades de Riberalta (izq.) y Tarija (der.).

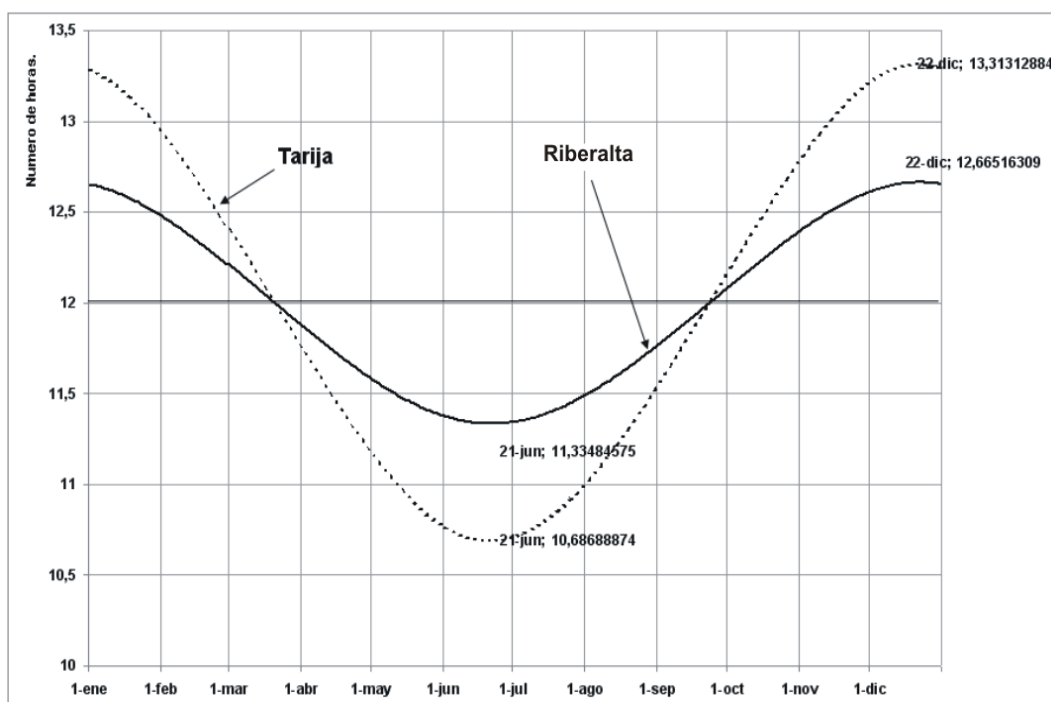


Figura 8: Marcha anual de la duración del día, en horas, de las localidades de Riberalta y Tarija. Se marcan las duraciones extremas correspondientes a los solsticios de Junio y Diciembre.

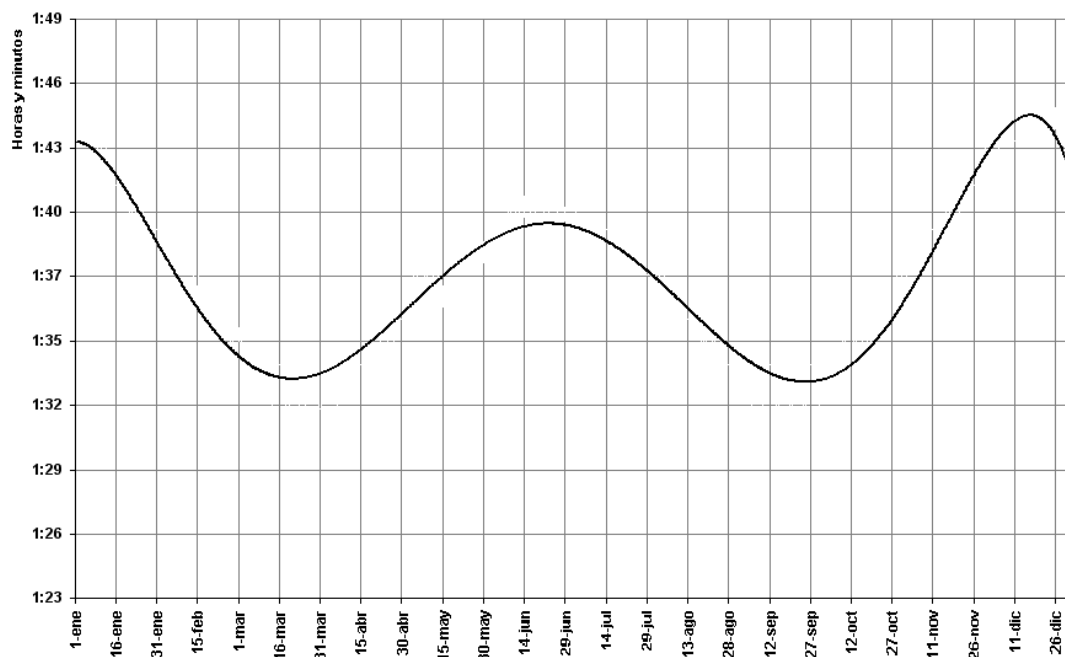


Figura 9: Marcha anual del crepúsculo total (matutino mas vespertino) en la ciudad de La Paz

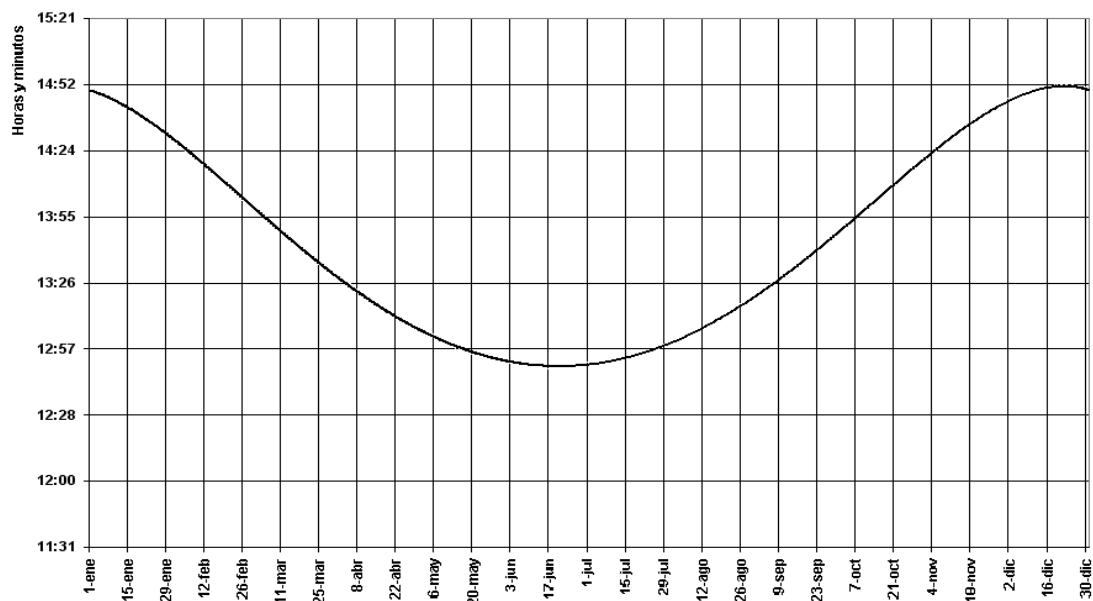


Figura 10: Marcha anual de la luz solar total (duración del día mas crepúsculo total) en la ciudad de La Paz

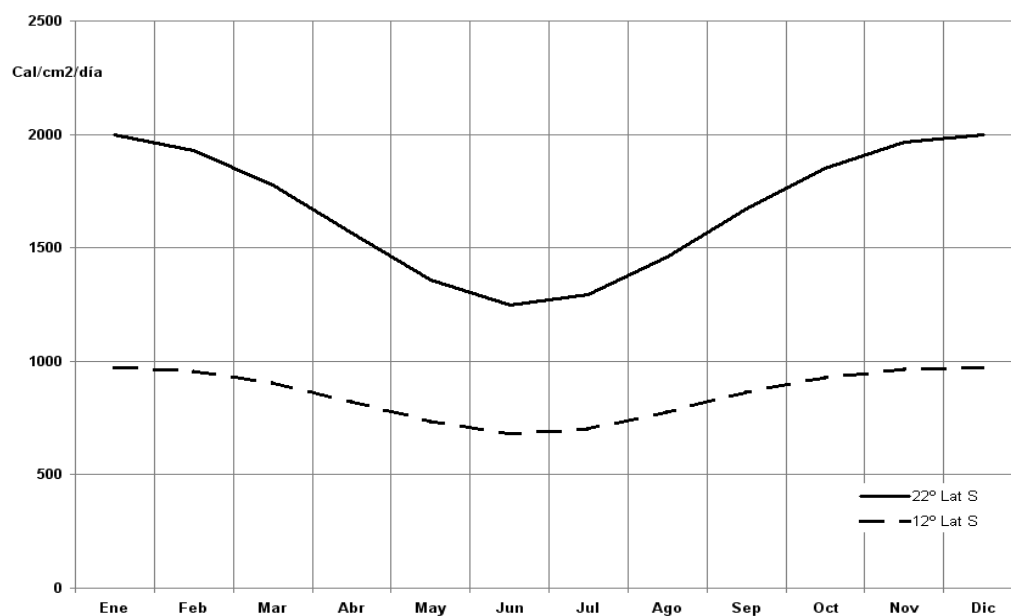


Figura 11: Radiación incidente en el borde de la atmósfera en cal/cm²/día en dos latitudes representativas de Bolivia (-12° y -22° Lat. Sur)

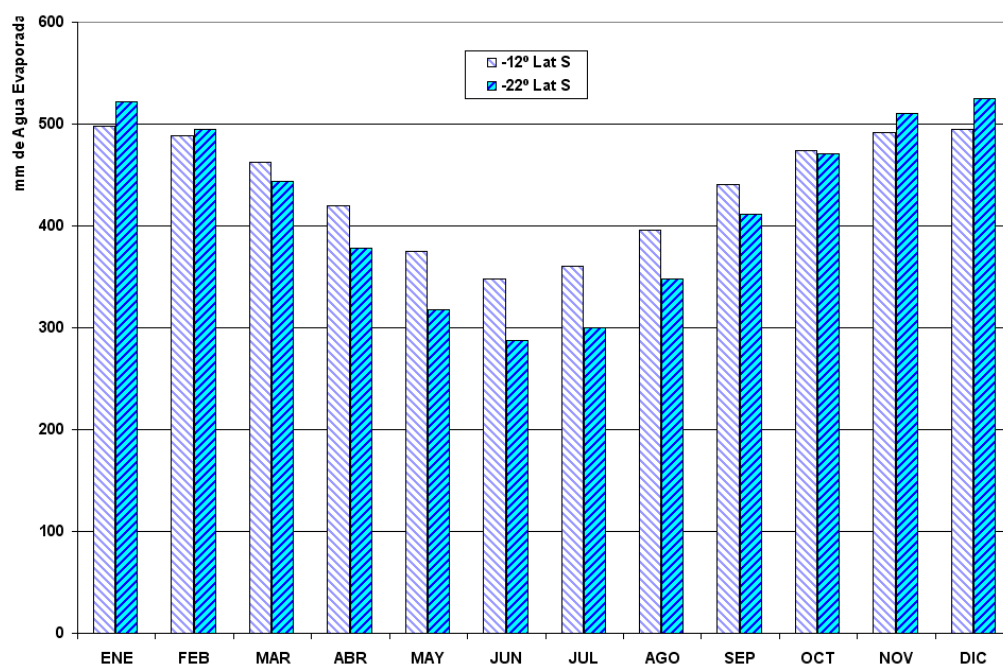


Figura 12: Equivalente en milímetros de agua evaporada de la radiación incidente en el borde de la atmósfera en las latitudes de -12° S y -22° S.

CAPÍTULO 3

LA COMPONENTE DE CIRCULACIÓN REGIONAL EN SUD AMÉRICA Y EL CLIMA

Juan L. Minetti (1), Walter M. Vargas (2), Luis R. de la Zerda (3), Leonidas R. Minetti (4), y Darío P. Ovejero (5)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS)-CONICET-Departamento de Geografía-UNT. (2) CONICET, (3) Universidad Tecnológica, Regional Tucumán y LCS. (4) y (5) LCS

*Para tratar la circulación atmosférica de la República de Bolivia es conveniente revisar conocimientos de la circulación en macroescala abarcando a Sudamérica en su conjunto. En la macro región se identifican los siguientes sistemas atmosféricos: **a)** Anticiclones subtropicales del Pacífico y Atlántico Sur (STH), **b)** Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), **c)** Vaguada Ecuatorial (ET), **d)** Depresión Continental Sudamericana o Depresión Amazónica (AL) y Depresión del Noroeste Argentino o Depresión del Chaco (CL), **e)** Alta presión Boliviana (BH), **f)** Zona de Convergencia Sud Atlántica (SACZ), **g)** Flujo de los Estes (E), **h)** Región de convección (CONV), **i)** Zonas Frontales extratropicales (F), **j)** Corriente de Chorro Subtropical (STJ), **k)** Corriente de Chorro en Capas Bajas de Sudamérica (SALLJ), **l)** Zona de altas y bajas presiones migratorias del Oeste (WMH-WML), **m)** Vaguada orográfica o Vaguada Patagónica (PT), **n)** Ciclogénesis Litoral (CG), **ñ)** Líneas de Inestabilidad (IL), **o)** Sistemas Complejos Convectivos de Mesoescala (MCCs), **p)** Circulación Transcordillerana (como Índice de circulación Transcordillerana-TCI), **q)** Flujo de los Oestes (W) y **r)** Baroclinicidad Austral (como Índice de Baroclinicidad Austral-BI).*

La descripción de estos elementos de circulación de gran escala sobre la región, han sido tratadas por Riehl (1965), Taljaard y otros (1969), Prohaska (1976), Ciappesoni y Núñez (1983), Hoffmann (1986) (1992), Satyamurty y otros (1998). Por otra parte la climatología sinóptica del Cono Sur de América, que es la zona de mayor variabilidad interdiurna del campo de la presión atmosférica y de circulación ha sido presentada por Sturman (1978) y Compagnucci y Vargas (1985) entre otros. Su asociación con situaciones anómalas de la temperatura del mar en el O.Pacífico Tropical (ENSO) ha sido mostrada por Minetti y Sierra (1989) y por Salles y Compagnucci (1995), entre otros.

Los aspectos más relevantes a tratar en este trabajo son:

1) El nivel de penetración que la ITCZ realiza sobre el continente durante el verano y su asociación con el máximo de actividad convectiva y con las lluvias de Bolivia. Esta concentra del 60 al 90% de la precipitación caída en el trimestre DEF en la subregión denominada La Puna, que es una alta meseta en Bolivia-Argentina (Poblete y otros 1989). Existen opiniones diferentes sobre el alcance de la penetración de la misma en el Subcontinente Sudamericano. Algunos autores opinan que esta zona se encontraría alejada de Bolivia, cercana al Ecuador con escaso movimiento estacional. Esto se debería al bajo grado de continentalidad de Sudamérica (Riehl, 1965; Suzuki, 1973; Hastenrath y Heller, 1977; entre otros). Trewartha (1954) y Lamb (1972) mostraron a la ITCZ penetrando hasta latitudes dominados por la depresión continental o del Chaco (CL) ubicado en los 21° S durante el mes de Enero. Este aspecto es importante para la definición de un sistema monzónico semejante al del Sudeste Asiático, donde la ITCZ alcanza a la depresión

continental. Aunque en partes de Bolivia la concentración estival de las precipitaciones es elevada, alcanzando en La Puna a superar el 90% de agua caída en el período cálido (Poblete y otros, 1989), la ITCZ no sería el mecanismo de precipitación en la región (Wolcken, 1954). De acuerdo a la clasificación climática de Köppen (1948) el clima del extremo NO de Bolivia y partes de las estribaciones orográficas hasta Santa Cruz de la Sierra sería de tipo tropical monzónica (Am), esto es con ausencia de heladas (o de muy baja probabilidad), un mes invernal con lluvias menores que 60mm y lluvias anuales que compensen a la tasa de evaporación produciendo un importante almacenamiento de agua en el suelo que compense el efecto de la sequía invernal, en otras palabras sin meses deficitarios de agua atmosférica o edáfica.

2) El rol de los anticiclones subtropicales sobre los O.Pacífico y Atlántico Sur, con su movimiento estacional Norte-Sur, son la clave para explicar los procesos de precipitación invernal en el centro de Chile (de régimen mediterráneo) y estival en el Chaco Boliviano y en gran parte del Sudeste del Brasil (Prohaska, 1952). En esta última subregión, recientemente la mejora gradual del conocimiento sobre el funcionamiento estacional de la SACZ (Minetti y Vargas, 1983; Kalnay y otros 1986; Kodama, 1992; y Figueroa y otros, 1995, entre otros) permitió realizar mejores inferencias sobre el clima del litoral Sudamericano, y también serviría para un diagnóstico más apropiado de los cambios climáticos en el interior del continente ocurridos entre las décadas 1941-50 y 1951-60 (Minetti y Vargas, 1990).

3) La interacción que existe entre la baja presión del NOA (Lichtenstein, 1983) denominada baja del Chaco (CL) por Satyamurty y otros (1998) con los bordes anticiclónicos subtropicales, ubicados los litorales de Sudamérica sobre los Océanos Pacífico y Atlántico respectivamente, es el principal mecanismo de la advección de humedad hacia el continente, durante el verano. Esta última es generadora de precipitaciones cuasi-monzónicas (Prohaska, 1976), pero también de situaciones de frecuentes e intensas sequías observadas sobre el continente durante las décadas de 1930-40 (Minetti y Bobba, 1997, Minetti, 1999, Bobba y Minetti, 2010, Minetti y otros, 2010 a, b). En Bolivia y en el Noroeste Argentino, es importante el comportamiento temporal de la advección de humedad que podría generar largos períodos secos o lluviosos (Vargas y otros, 1995). En el transporte de humedad océano – continente no solo interviene el gradiente de humedad. Las posiciones de los máximos gradientes hacen que la trayectoria del flujo húmedo vaya desde el N pasando por el NE, E y SE. Este transporte de humedad tiene importantes efectos en las transformaciones termodinámicas de las masas de aire y a los estados de tiempos asociados en diferentes estaciones del año.

Otro aspecto es evaluar estacionalmente las situaciones sinópticas que generarían las advecciones de calor sensible como flujos de componente Norte o Sur sin importar su contenido de humedad. Particularmente se mostrará la incidencia de éstas en los golpes de calor y frío con heladas.

4) En la generación de lluvias en Bolivia los niveles de baroclinicidad establecidos entre latitudes tropicales-subtropicales deberán ser analizados con el comportamiento de la SACZ. En cambio los niveles de baroclinicidad austral (BI) se asocian con sistemas responsables de la precipitación en la Cordillera Sur y Comahue (cuencas de los ríos Neuquén y Limay en Argentina). En estos intervienen la advección de humedad sobre la Cordillera, las ciclogénesis en el O.Pacífico Sur y los frentes vinculados a las WML.

Minetti (1999) y más recientemente Minetti y otros (2000) mostraron que la región tratada, Noroeste y Centro Argentino también son afectadas por las situaciones de elevada baroclinicidad austral en eventos de sequía. Los elevados índices de BI son responsables de los mayores gradientes de presiones transcordilleranos (TCI), de los vuelcos de aire secos (más

frecuentes) y de sequías. También en el margen Este de Bolivia y Noroeste Argentino, un aumento de la BI induciría un aumento de la aparición de sistemas convectivos organizados en la mesoescala (MCCs y otros) que generan grandes cantidades de precipitaciones puntuales o de mediana cobertura areal, pero erráticas en el tiempo. Es importante estudiar este factor ante la hipótesis de un cambio climático, que consiste en un mayor calentamiento de la zona austral respecto de la subtropical, contribuyendo a una disminución del vuelco de aire seco sobre el continente propenso a un período más húmedo.

-ALGUNOS ASPECTOS DE LA CIRCULACIÓN REGIONAL SUDAMERICANA

La **figura 1** muestra un esquema de los principales fenómenos que intervienen en la circulación sudamericana.

Las divergencias de diversos autores sobre la posición de la ITCZ en Sudamérica se podrían explicar por los aspectos físicos intervinientes en la definición de la misma. Ellos son: a) zona de confluencia de los alisios, b) zona de vaguada ecuatorial (ET), d) zona de máxima temperatura de la superficie del mar, e) zona de máxima convergencia de masa, y f) zona de máxima cobertura de nubes convectivas, todos estos fenómenos interactuando próximas a la faja ecuatorial. Esta actividad atmosférica no se presenta simultáneamente sobre una misma latitud (Hastenrath y Lamb, 1977). Un séptimo criterio (g) se podría establecer sobre el resultado del conjunto de todos estos factores como génesis de la precipitación observada sobre los totales mensuales. Este factor atmosférico influye en forma importante sobre el régimen estacional de la temperatura por enfriamiento radiativo diurno debido a la nubosidad y evaporativo desde la precipitación (**figuras 2 y 3 a, b, c, d, e, f y g**).

En éstas se intenta mostrar en forma objetiva la asociación existente entre la onda anual de precipitación y la temperatura. Las isocorrelaciones iguales a cero delimitan el espacio geográfico de cambio de régimen y las de ± 0.79 (remarcadas) o mayores, las regiones con asociaciones estadísticamente significativas. La **figura 2** presenta cinco regiones: I) La región de clima mediterráneo en el sector occidental de Sudamérica, II) La de clima monzónico del extremo Norte de Sudamérica, IIIa) La de clima cuasi-monzónico del Centro-Noroeste de Argentina y Sudoeste de Bolivia, IIIb) La de clima monzónico del Oeste de Brasil-NO de Bolivia y Este de Perú en la vertiente Andina oriental, IV) La de clima cuasi-monzónico del Sudeste de Brasil, y V) La de clima influenciado directamente por la ITCZ. En la **figura 4** se han trazado las isopletras de concentración de las precipitaciones del trimestre estival EFM, con proporción al valor acumulado en el sobre el total anual. Los criterios para las definiciones climáticas de cada una de las regiones se exponen a continuación.

I) Región de clima mediterráneo en el sector occidental de Sudamérica.

Las seis regiones mostradas en la **figura 2** tienen una importante componente de asociación con los movimientos estacionales Sur-Norte de los dos grandes centros de acción atmosférica: a) la Zona de Convergencia Intertropical y b) las Altas Presiones Subtropicales (ITCZ-STH). La oscilación anual del STH del O.Pacífico Sur es responsable del clima mediterráneo con un máximo de precipitación en la estación invernal. En esta región la correlación entre la onda anual de temperatura y precipitación es negativa y significativa sólo en el centro de Chile y costa de Chile-Perú (**figura 3a-Santiago de Chile**). Una descripción más acabada de este régimen climático puede verse en Prohaska (1952, 1976). En esta región la proporción de las precipitaciones estivales (EFM) sobre el

total anual se reduce a cero en el Centro-Norte de Chile y alcanzan a escasos 20% sobre la Isla de Chiloé. La posición latitudinal del STH del O.Pacífico es clave para los procesos de variabilidad intraestacional e interanual de las precipitaciones (Pittock, 1980; Minetti y otros, 1982).

II) Región de clima monzónico del extremo Norte de Sudamérica.

En esta región costera del Norte de Venezuela e islas del Mar de las Antillas, la concentración estival de las precipitaciones (EFM) no supera al 10% (**figura 3b**), ya que el mayor volumen de lluvia cae en el período (JAS) de verano del Hemisferio Norte. Esto ocurre con la aproximación desde el Sur de la ITCZ y el doble paso del Sol por la vertical del lugar, determinando un régimen semejante al monzónico costero típico del SE Asiático. En el caso de Caracas ubicado en el borde Sur de esta región, la presencia de un mínimo secundario en la onda de temperatura se debería a la proximidad de la ITCZ y el doble pasaje del Sol por la vertical. El mantenimiento de varios meses con elevada precipitación entre Junio-Octubre mostraría la persistencia de la ITCZ sobre la región, que se va a desplazar hacia el Sur a partir de Noviembre (**figura 3b**) (Ratisbona, 1976).

III a) Región de clima cuasi-monzónico del Centro-Noroeste de Argentina y Sudoeste de Bolivia.

Desde el punto de vista del análisis espacial esta subregión está conectada con la IIIb, pero la génesis de las precipitaciones es diferente. En ambas subregiones (IIIa y IIIb) las ondas de temperatura y precipitación están en fase (**figura 3c**, en Córdoba, Argentina). La concentración de las precipitaciones estivales es elevada superando en la mayor parte del área al 50% caída en el trimestre EFM. En la subregión IIIa, la ITCZ se encuentra muy lejana hacia el Norte y los procesos convectivos organizados de verano causados por la ITCZ, no son motivo de la génesis de las precipitaciones. La mayor parte de éstas (llano- pie de sierra) son originadas por procesos frontales (F) (más del 60% de las mismas) (Wolcken, 1954), también por líneas de inestabilidad líneas (IL) (Lichtenstein y Altinger, 1970 a, b), sistemas complejos convectivos de mesoescala (MCCs) (Velazco y Fritsch, 1987) y otros de menor importancia.

Sobre La Puna, la concentración de las precipitaciones estivales puede superar al 90%, propagándose ésta hacia el Sur por las travesías cuasi-meridianas del Vinchina-Jáchal-Bermejo, del Gran Bajo Oriental, la del Valle Longitudinal de Iglesia y Valles y Bolsones Precordilleranos, hasta aproximadamente el Sur de la provincia de San Juan (Argentina). En esta zona árida montañosa, la génesis de las precipitaciones frontales (F) disminuye favoreciendo a los otros procesos menos organizados de mesoescala, como los convectivos (CONV), convergencia, orográfico, turbulento-convectivos, etc. Todos estos mecanismos de precipitaciones aparecen dentro de un marco de escaso vapor de agua debido al aislamiento geográfico de esta zona al transporte de este elemento. Esto se debe a la posición continental del NOA (Minetti, 1989a), altura de la meseta (La Puna) y a la presencia de elevados cordones montañosos al oriente de la misma que dividen a la subregión en dos, una húmeda al Este y otra seca al Oeste. Estos tres factores geográficos constituyen los componentes principales que permiten identificar a la misma, como un régimen propio, que se denominaría "Andino-Puneño" para diferenciarla con la del régimen de Las Yungas Boliviana-Brasileña (Poblete y otros, 1989). En este caso, las ondas de temperatura y precipitación estacional en fase, no serían elementos de juicio para afirmar sobre el carácter monzónico del régimen de precipitación. La ausencia de la ITCZ actuando como elemento generador de precipitaciones, entre otros lleva a definir a éste como "cuasi-monzónico".

En esta subregión el rol de la advección de humedad que realiza la interacción entre el STH del O.Atlántico con la CL es fundamental para definir que la marcha estacional de las lluvias. Esta sería consecuencia del gradiente de presión entre ambos centros de acción atmosférica que

alcanza el mínimo entre Mayo-Julio y máximo entre Septiembre-Noviembre (**figura 5**) para los gradientes Bs. As.- Córdoba o Bs. As.- Tucumán. Este efecto es generado por la profundización de la depresión continental durante la estación estival, aunque ésta no cumple con la condición de una clásica depresión térmica, como lo ha descrito Lichtenstein (1983). En el Oeste y Centro del Subtrópico Argentino, la onda anual del gradiente de presión océano-continente determina el régimen de precipitación (González y Barros, 1996). Durante el verano este proceso es estimulado además por un posicionamiento más al Sur del cinturón de STH y en el invierno con una posición más al Norte del mismo, los procesos de subsidencia son más importantes sobre esta región continental, con una sequía estacional. La **figura 5** también muestra que cuando el STH del O. Atlántico sobre la costa Sudamericana alcanza la latitud de Río de Janeiro en invierno, el gradiente de presión con la CL es tan grande como en Enero (doble máximo). En este caso lo que aumenta sobre el Norte Argentino y llano oriental de Bolivia es el flujo de aire del Norte (más continental) con subsidencia, mientras que en verano al crecer la presión sobre el Río de la Plata, se incrementa en el NOA y Bolivia la frecuencia de vientos del Este y Sudeste con mayor humedad y calentamientos desde abajo. Ambas condiciones conducen a la inestabilidad termodinámica de las masas de aire favoreciendo la formación de nubosidad convectiva y lluvias. Un aspecto reciente del conocimiento asociado a los procesos precipitantes en el Trópico-Subtrópico Sudamericano, se relaciona con la mejora en el conocimiento de la “Corriente de Chorro en Capas Bajas en Sudamérica” (SALLJ) (Virji, 1981; Inzunza y Berri, 1990; Berri e Inzunza, 1993; Stensrud, 1996; Paegle y Mo, 1997; Douglas y otros, 1999; Paegle y otros, 2000; entre otros). Este chorro es muy evidente sobre la llanura oriental de Bolivia, en el caso de Santa Cruz como un viento marcado de capas bajas del NO. Así como aumenta en la primavera el gradiente de presión entre el STH del O. Atlántico con la CL sobre el continente, también crece el gradiente entre el STH del O. Pacífico con ésta. Esta disposición de gradientes hace que en el margen Oeste de la CL los flujos dominantes sean de componente Sur y que se produzca un vuelco de aire seco a través de la Cordillera de Los Andes. Este vuelco limitado por la Cordillera es típico durante los procesos de viento zonda (Fohen) y más comunes en Cuyo-Argentina y menos a medida que la región se ubique más al Norte con el Noroeste Argentino y Bolivia, según Norte (1986 a,b y 1988). Esto puede observarse mejor en situaciones diarias. La presencia de la Cordillera hace que el flujo del Sudoeste, no circule libremente como el del Noreste en el flanco oriental de la CL. Es importante destacar la asociación existente entre las variaciones aperiódicas del gradiente de presión transcordillerano (TCI) (Minetti, 1984) con el flujo zonal del Oeste (W) y las situaciones de sequías en el continente y Bolivia (Minetti y otros, 2000). El impacto en las variaciones aperiódicas de las precipitaciones estacionales del margen oriental del NOA, está influenciado por las condiciones térmicas del mar en el O. Pacífico Ecuatorial (ENSO) (Vargas y otros, 1999). Las condiciones térmicas superficiales del mar SST el STH del O. Pacífico y con la circulación regional, parecen conectarse (Minetti y otros, 1993).

III b) Región de clima monzónico del Oeste de Brasil, Este de Perú en la vertiente Andina Oriental y NO de Bolivia.

Este régimen no se diferencia del IIIa, con respecto a la fase entre las ondas de temperatura y precipitación anual (**figura 3d**), pero se pueden distinguir una serie de factores genéticos propios de la misma: a) la presencia de la vaguada ecuatorial (ET) en el Norte de la región (Hoffmann, 1986), b) la estructura térmica del sistema de presión (baja presión en superficie, Hoffmann, 1986 y alta presión en altura -Alta Boliviana BH -, Taljaard y otros, 1969), c) una máxima actividad nubosa convectiva detectada por el HRC (Nubes Altamente Reflectivas) del OLR (Radiación de Onda Larga Saliente) (García, 1985), d) una máxima concentración de precipitación estival (**figura 4**) ubicada al Sur de la vaguada ecuatorial

(ET), e) la convergencia de masa de aire producida por los alisios en laderas orientales de Los Andes. Estos factores dan permanencia en el tiempo (persistencia) a la actividad convectiva estacional (CONV) y ascenso orográfico generando nubosidad y precipitación en verano.

Otra diferencia con la subregión IIIa es la persistencia de condiciones predisponentes a la generación de nubosidad por la presencia de abundante vapor de agua en el Norte. En el Sur, sobre el Altiplano Boliviano y Puna Argentina, el mismo es escaso y transiente (no persistentes o intermitente) con las situaciones sinópticas existentes. Por otra parte, la baja presión continental (CL) es de origen termo-orográfico (Schwerdtfeger, 1954; Lichtenstein, 1983) con escaso desarrollo vertical, sin manifestación de altas presiones en los niveles superiores de la troposfera. En cambio la depresión Amazónica (AL) situada en el NE de Brasil tiene una estructura básica de tipo térmico con un anticiclón desarrollado en niveles superiores (BH). El mantenimiento de esta depresión, juega un rol importante la liberación de calor latente por la intensa convección que se produce (Carril y Li, 1998). Todas estas consideraciones hacen que el régimen IIIb sea de tipo monzónico ("El monzón Sudamericano"). Halley (1686) definió a un proceso monzónico como una perturbación de gran escala sobre los vientos alisios tropicales que se invierten 180° entre la estación seca y lluviosa. En Sudamérica este efecto no se da, pues no existe un anticiclón térmico (frío) sobre el continente en invierno. Últimamente Zhou y Lau (1998) han mostrado que esta inversión ocurre cuando se filtra el valor anual de los vientos en el nivel de 900 hPa. Pero esta inversión no es convergente/divergente sobre una región geográfica como lo es en Asia. Por otra parte con la misma metodología se debería inferir que existe un monzón sobre la meseta patagónica donde los vectores de las diferencias estacionales con el valor anual también se invierten, lo que invalida la hipótesis del monzonismo.

El anticiclón Boliviano (BH) se mantiene en los campos medios de 200 hPa entre los meses de Diciembre a Marzo, representando el momento del máximo desarrollo. En los otros meses el BH no aparece en los campos de altura como un anticiclón desarrollado (200 hPa), aunque se mantiene la existencia de una depresión en superficie (AL) de origen térmico.

González y Barros (2000) mostraron que en el período 1979-93, el inicio de la convección de este sistema térmico (monzón) se produce aproximadamente sobre los últimos días de Octubre y finaliza alrededor de mediados de Abril con una variabilidad interanual dependiente de la temperatura del mar en la región del Caribe y de la intensidad del calentamiento continental previo, observado por OLR.

IV) Región de clima cuasi-monzónico del Sudeste de Brasil.

Se ubica en el área de dominio de la convergencia Sudatlántica (SACZ). La SACZ puede identificarse, en las imágenes de satélites como una banda de nubosidad con orientación NW-SE, extendiéndose desde el Sur de la Amazonia hacia el Centro del O. Atlántico Sur (Kousky, 1988), o en patrones de distribución de radiación de onda larga (Carvalho y otros, 1989).

Igualmente que en la zona central de Chile, el movimiento S-N del STH del O. Atlántico da origen a un régimen de precipitación y temperatura estacional en fase. Las diferencias existentes con el clima de la subregión IIIa del área se deben a la presencia en esta última de la SACZ. Este mecanismo de convergencia de masa de aire es muy importante en la génesis de las precipitaciones (Satyamurty y otros, 1998). Los frentes (F) que se estacionan y frontolizan en esta región durante períodos de 5-10 días generan grandes procesos de precipitaciones por convergencia que acumulan ocasionalmente hasta 300 mm. Este factor se relacionaría con la componente de gran escala que origina la SACZ (Casarin y Kousky, 1986), aunque existe otro factor de menor escala asociado con la convección sobre el Amazona (Kalnay y otros, 1986). Este fenómeno prácticamente ausente en invierno puede verse como una débil vaguada en el campo de presión media mensual (Minetti y Vargas, 1990), y en el campo de homogeneidad espacio-temporal de la presión en el Litoral Sudamericano (Minetti y Vargas, 1999).

La SACZ tiene una posición geográfica fluctuante con los años pudiendo afectar en algunos casos al NE argentino. Los cambios más notables observados en la posición e intensidad de la SACZ pueden verse entre las décadas de 1941-50 y 1951-60 (Minetti y Vargas, 1990). Esto ocurrió en el Norte Argentino coincidiendo con un cambio de un período seco a otro más lluvioso descrito como un “salto climático” (Minetti y Vargas, 1997). Minetti y Vargas (1983) mostraron alguna evidencia de la SACZ, como su posición geográfica y variabilidad aperiódica durante el mes de Enero y su ausencia en julio. La posición media de la SACZ en Enero es de 25-27°S sobre la costa del Brasil (período 1941-60) dividiendo al borde anticiclónico subtropical en dos porciones durante el verano (una al Norte y otra al Sur). Al Norte de ella se encuentra el anticiclón subtropical con máximo de presión alrededor de 14.4°S (Noreste de Brasil), sobre la costa Sudamericana. Al Sur de la SACZ, las altas presiones migratorias del Oeste de origen baroclínico (WMH) y que siguen a los frentes fríos, se instalan a la altura del Río de la Plata originando un máximo secundario de presión sobre 33.7°S.

Además de las diferencias de naturaleza física de las altas presiones, el régimen de variabilidad aperiódica interanual es diferente en el Norte y Sur de la SACZ. La variabilidad de la presión en el Noreste de Brasil sobre el máximo principal del STH es la mitad de la que ocurre sobre el máximo secundario en el Río de la Plata. Algunos mecanismos complementarios de la SACZ tienen que ver con la topografía de la cordillera y la circulación durante el verano (Kalnay y otros, 1986). En un análisis del impacto del continente en la circulación zonal del Oeste (W) dependiente de la baroclinicidad austral (BI) durante los meses de Enero y Julio fue mostrada por Minetti y otros (1990). En este caso además de la vaguada a sotavento del flujo de aire del Oeste (PT) que incluye al Jet Subtropical (STJ) sobre la Cordillera, se generaría un campo de presión favorable a las bajas presiones sobre la posición geográfica de la SACZ, aunque de menor intensidad. De otra forma, una intensificación del flujo regional del Oeste observado sobre la Cordillera en verano, induce a un flujo de componente Sur sobre Argentina motivado por la vaguada a sotavento de la Cordillera. Este estímulo a la circulación austral profundizaría los fenómenos de convergencia con las masas de aire de origen tropical provenientes del Noreste hasta la SACZ. En la década de 1950 cuando se intensifica la SACZ en el Norte de Argentina y Sur de Brasil, aumentó la frecuencia de vientos de componente Sur en Argentina (Minetti y otros, 1990).

La SACZ no está ausente en los procesos de la región IIIb, pero esto no es dominante como en la región IV. Tampoco existe en esta región una estructura térmica vertical en el campo de la presión como se observa en la región monzónica IIIb. Otros procesos lejanos hacia el Norte como los de la vaguada ecuatorial (ET), actividad nubosa dada por el HRC y la concentración de precipitación estival máxima ubicada en el Noreste de Brasil (**figura 4**), están muy lejanas al Norte como para atribuir a este régimen un carácter de monzónico, aunque las ondas de temperatura y precipitación estén en fase. La **figura 3d** muestra que entre los meses de abril-septiembre ocurre un mínimo de precipitación sobre Sao Paulo (Brasil), que se diferencia del régimen visto en la **figura 3c** donde el mínimo es específico durante los meses de Junio-Julio. La **figura 3d** muestra que el posicionamiento del anticiclón subtropical sobre la costa Atlántica dura alrededor de cinco a seis meses afectando al régimen de precipitación. Se deduce de esta figura que la máxima actividad de la SACZ se encontraría en los meses de Enero y Febrero. En invierno y primavera sobre el Litoral Argentino-Brasileño ocurren importantes episodios de ciclogénesis (CG) con la generación de profundas depresiones asociadas con ondas frontales. Estas descargan grandes precipitaciones areales y generan intensos vientos del SE en un comienzo y del S o SW posteriormente con la fase de alejamiento de las depresiones hacia el mar. Como un episodio

atípico de baja probabilidad, en un momento estacional de amplio dominio anticiclónico sobre la costa Sudamericana Atlántica.

V) Región de clima influenciado por la ITCZ en el Norte de Sudamérica.

En esta región, es donde discrepan las posiciones estacionales de los mecanismos genéticos de la precipitación que serán presentados más adelante. Se muestra en la **figura 2** como una delgada banda sobre el Ecuador, que presenta una asociación inversa (desfasada) entre la onda de temperatura y precipitación. Una localidad típica con este comportamiento es Boa Vista – Brasil (**figura 3e**). Se aprecia una doble onda en la temperatura que manifiesta el pasaje de la ITCZ y del Sol por la vertical del lugar, con su alteración en el balance de radiación diurna. La presencia de un máximo de lluvias y mínimo de temperatura en los meses de Junio-Julio define la relación inversa y la posición de la ITCZ. Más al Sur, fuera de esta región en Manaus (Brasil), cuando la ITCZ se corre hacia el Sur por efecto del calentamiento estival, aumenta la precipitación y disminuye la temperatura hacia el final del verano del hemisferio Sur (**figura 3f**). Un comportamiento semejante puede observarse en la localidad de Teresina -Noreste de Brasil- (**figura 3g**). En esta, la ITCZ alcanza su posición más austral durante los meses de Marzo-Abril (Ratisbona, 1976). La diferencia entre ambas radica que en esta última ocurre una elevada concentración de las precipitaciones estivales (EFM) concentrando más del 50% del total anual (**figura 4**). También coincide además las posiciones de la vaguada ecuatorial (Hoffmann, 1986) con la máxima nubosidad por convección (CONV), observadas por el HRC (García, 1985).

La **figura 4** muestra además que el eje de alta concentración de las precipitaciones estivales del trimestre EFM se posiciona más al Sur de la vaguada ecuatorial con tres máximos, uno ubicado sobre el Noreste de Brasil, otro sobre Las Yungas del Oeste de Brasil en la vertiente Andina oriental, y la tercera sobre la costa de Ecuador. En cambio la región de dominio del SACZ tiene una elevada concentración de precipitaciones estivales sin que ellas lleguen al 50% durante el trimestre EFM. Los cambios aperiódicos de la ITCZ derivadas de las fluctuaciones térmicas del mar ocasionadas por el ENSO y su impacto en la temperatura y precipitación fueron tratados por Caviedes (1973), Aceituno (1988), entre otros.

-LA CIRCULACIÓN DEL CONO SUR DE AMERICA DURANTE EL AÑO 2010.

Mientras que la circulación tropical-ecuatorial es descripta por los campos estacionales promedios debido a su elevada persistencia sin cambios interdiurnos importantes, la circulación extratropical es altamente variable en el espacio y tiempo a medida que crece la latitud. Es por ello que su tratamiento estadístico debe cambiar. Con la metodología de Lund (1969) y Minetti y Sierra (1989), se han tipificado las situaciones sinópticas para las latitudes subtropicales-tropicales que se ven en las diferentes estaciones del año. A partir de mapas sinópticos elaborados por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (**cuadro 1**).

Las **figuras 6a,b,c,d,ef,g,h** son tipos de circulaciones que corresponden al verano, **7a,b,c,d,ef,g,h** al otoño, **8a,b,c,d,ef,g,h,i,j** al invierno y las **9a,b,c,d,ef** a la primavera.

De la muestra estudiada durante el año 2010 se desprende que los tipos 1 se corresponden en todos los casos a las de un campo de collado atmosférico con altas presiones subtropicales (STH) sobre los Océanos Pacífico y Atlántico y bajas presiones en el Noroeste Argentino-Bolivia (CL) y Sur de Patagonia donde se observan el pasaje de bajas presiones migratorias (WML). Estos tipos se parecen a los campos climáticos medios mensuales/anual de presiones, y tienen su máxima frecuencia de ocurrencia. También se observa en las tipificaciones básicas un máximo estacional en el verano (66.66%) juntamente con un mínimo de tipos o distorsión del campo medio con su opuesto durante el invierno-primavera (52.17 y 51.09%). En la estación invernal se registra el máximo de variabilidad espacio-temporal de la presión atmosférica.

El **cuadro 2** representa una síntesis de situaciones sinópticas seleccionadas para cada estación del año que cumplen con las siguientes condiciones:

A) Collado atmosférico.

B) Gradientes de presión transcordilleranos intensos entre el STH del Pacífico con la depresión del NOA-Bolivia (CL) (con zonda).

C) Advección fría intensa (seca o húmeda)

D) Advección cálida-húmeda en Bolivia.

E) Advección definida del Este.

F) Ejes de vaguada frontal o no sobre el Litoral Fluvial Argentino-Paraguay y Sur de Brasil hasta el Golfo de Santa Catarina-Brasil.

Característica A: Este tipo de circulación correspondiente al campo medio o más frecuente tiene un máximo en la estación verano-otoño (con 66.6 y 62.3%) y un mínimo en invierno-primavera (con 52.1 y 51%). Son características de este tipo el dominio anticiclónico sobre la región subtropical-oceánica (STH), la depresión sobre el Noroeste Argentino y Bolivia (CL), más evidente en primavera-verano y una banda de bajas presiones dominantes alrededor de 60°S con un importante gradiente de presión N-S sobre Patagonia, zona de dominio del flujo del Oeste. En esta última se observa en todos los casos una vaguada orográfica (PT) a sotavento, de la cordillera sobre el litoral patagónico. Con este tipo de circulación durante las estaciones de primavera-verano la advección húmeda sobre Bolivia y Norte Argentino es característica habitual con calentamientos interdiurnos graduales y crecimiento paulatino en la disponibilidad de humedad dentro del continente.

Cuadro 1: Tipos de circulaciones predominantes, fechas y porcentajes obtenidos. Los tipos obtenidos para cada estación del año no son necesariamente equivalentes.

<i>Tipo/ Estación</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>
<i>Tipo 1</i>	66.66 %	62.34 %	52.17 %	51.09 %
<i>Fecha</i>	04-02-10	04-06-10	27-08-10	24-11-10
<i>Tipo 2</i>	8.89 %	8.79 %	9.78 %	19.56 %
<i>Fecha</i>	27-03-10	05-04-10	05-07-10	28-11-10
<i>Tipo 3</i>	5.56 %	7.69 %	7.61 %	10.87%
<i>Fecha</i>	15-02-10	04-04-10	03-08-10	24-10-10
<i>Tipo 4</i>	5.55 %	4.40 %	7.61 %	5.43 %
<i>Fecha</i>	14-03-10	18-06-10	28-09-10	01-10-10
<i>Tipo 5</i>	4.44 %	4.40 %	5.43 %	6.52 %
<i>Fecha</i>	02-03-10	22-05-10	29-08-10	22-12-10
<i>Tipo 6</i>	3.33%	3.30 %	5.43 %	6.52 %
<i>Fecha</i>	25-02-10	17-06-10	12-08-10	11-11-10

Tipo 7	3.33%	3.30%	3.26 %	-----
Fecha	09-03-10	02-04-10	14-07-10	-----
Tipo 8	2.22%	2.20%	2.17%	-----
Fecha	28-02-10	12-04-10	13-08-10	-----
Tipo 9	-----	3.29%	3.26%	-----
Fecha	-----	22-04-10	29-07-10	-----
Tipo 10	-----	-----	2.17%	-----
Fecha	-----	-----	06-09-10	-----
Sub-total Tipificado	99.98 %	99.7 %	98.83 %	99.99 %
Sin Tipificación	0.02 %	0.3 %	1.17 %	0.01 %

Cuadro 2: Tipos particulares de circulación sobre Sudamérica y porcentajes involucrados (de A hasta la F) en cada estación climática.

Característica	Verano	Otoño	Invierno	Primavera
A)	Tipo 1(66.6 %)	Tipo 1(62.3%)	Tipo 1(52.1 %)	Tipo 1(51.0 %)
B)	Tipo 1 (66.6%)	Tipo 4 (4.4%)	Tipo 1(52.1%)	Tipo 2 (19.5%)
	Tipo 4 (5.5%)	Tipo 5 (4.4%)	Tipo 4 (7.6%)	Tipo 3 (10.8%)
			Tipo 6 (5.4%)	Tipo 5 (6.5%)
Total B	72.1%	8.8%	65.1%	36.8%
C)	Tipo 6 (7.8 %)	Tipo 2 (8.7 %)	Tipo 3 (7.6 %)	Tipo 4 (5.4 %)
	Tipo 8 (2.2 %)	Tipo 3 (7.6%)	Tipo 5 (5.4 %)	Tipo 6 (6.5 %)
		Tipo 9 (3.2%)	Tipo 6 (5.4%)	
			Tipo 7 (3.2%)	
			Tipo 8 (2.1%)	
Total C	10.0%	19.3%	23.7%	11.9%
D)	Tipo 1 (66.6 %)	Tipo 4 (4.4%)	Tipo 1(52.1%)	Tipo 2 (19.5 %)
	Tipo 3 (5.5%)	Tipo 6(3.3 %)	Tipo 2 (9.7 %)	
		Tipo 7 (3.3%)	Tipo 4 (7.6%)	
		Tipo 8 (2.2%)	Tipo 9 (3.2%)	
Total D	72.1%	13.2%	72.6%	19.5%
E)	Tipo 6 (3.3 %)	Tipo 2 (8.7 %)	Tipo 3 (7.6%)	Tipo 2 (19.5%)
	Tipo 7 (3.3 %)	Tipo 3 (7.6 %)	Tipo 5 (5.4 %)	Tipo 6 (6.5 %)
		Tipo 5 (4.4%)	Tipo 8 (2.1 %)	
		Tipo 7 (3.3%)	Tipo 10 (2.1%)	
Total E	6.6%	24.0%	17.2%	26.0%
F)	Tipo 2 (8.8 %)	Tipo 1 (62.3%)	Tipo 3 (10.8 %)	Tipo 1 (51.0%)
	Tipo 5 (4.4%)	Tipo 2 (8.7%)	Tipo 4(7.6 %)	Tipo 2 (19.5%)
	Tipo 6 (3.3%)	Tipo 3 (7.6%)	Tipo 5 (5.4%)	Tipo 4 (5.4%)
	Tipo 7 (3.3%)	Tipo 4 (4.4%)	Tipo 6 (5.4%)	
		Tipo 6 (3.3%)	Tipo 7 (3.2%)	
		Tipo 9 (3.2%)	Tipo 8 (2.1%)	
			Tipo 10 (2.1%)	
Total F	19.8%	89.3%	36.6%	75.9%

La persistencia de estos sistemas genera olas de intenso calor y humedad sobre el Trópico-Subtrópico Sudamericano y centro de Argentina (Rusticucci y Vargas, 1993, Campetella y Rusticucci, 1998), mientras que la CL se profundiza hasta que decae este sistema con la invasión de aire frío del Sur.

Es importante destacar que la profundización de la CL está en función del balance de radiación neta positivo durante el verano y de la advección cálida-húmeda del Norte. La persistencia típica de rachas positivas o negativas en las temperaturas máximas y mínimas en S.M. de Tucumán (Noroeste de Argentina) son de 3 y 5 días en promedio respectivamente (Minetti, 1991), pero diferentes en Bolivia como se verá más adelante.

Los cambios de tiempos característicos en el Norte Argentino se encuentran frecuentemente en los decaimientos de la CL en los lapsos temporales de 5-6 y 10-12 días (Minetti y Sierra, 1983). Estos cambios son producidos a veces por fenómenos de mesoescala (MCCs, IL, CONV serrana organizada o no, etc.) y otros por fenómenos de mayor escala (sinópticos como los Frontales, Convergencia, etc).

Velazco y Fritsch, 1987 mostraron que para la generación de MCCs no se requiere necesariamente de atmósfera baroclínica. Sin embargo, como producto de la vigilancia meteorológica regional se puede decir que la presencia de una atmósfera muy baroclínica en latitudes medias conduce a la generación de sistemas convectivos de mesoescala de grandes dimensiones, que producen importantes descargas de agua en latitudes subtropicales-tropicales de Argentina y oriente boliviano. Durante el año 2010, en el llano oriental de Bolivia sólo se han observado dos eventos MCCs, el 1.9% de todas las lluvias observadas en Santa Cruz. Aquí la generación organizada de fenómenos CONV de mesoescala que cubren grandes extensiones geográficas con precipitaciones abundantes ha sido observada con intensos gradientes de temperaturas latitudinales, denominados en este trabajo como índice de baroclinicidad austral (BI). Esta actividad tormentosa podría estar encuadrada dentro de lo que se conoce comúnmente como inestabilidad prefrontal o no, aunque en el primer caso la zona frontal propiamente dicha pueda estar muy alejada en el Sur.

*Durante el verano ante la disminución de frecuencia de fenómenos de escala sinóptica que producen cambios de tiempo, aumenta el predominio de los fenómenos de la mesoescala en la generación de precipitación. Esto es por la gran disponibilidad de humedad y calentamiento sobre el continente. La persistencia de las temperaturas máximas en el Noroeste Argentino es de 3 días, indicando la posibilidad de cambios de tiempo en lapsos menores a los 5-6 días o 10-12 de la escala sinóptica, cubriendo la precipitación espacios más reducidos con fenómenos de mesoescala. Estos alteran la nubosidad y la temperatura máxima con enfriamientos radiativos diurnos y evaporativos desde la precipitación. Sin embargo en Santa Cruz, sobre el oriente boliviano se ve en las **figuras 10 a,b,c y d**, que la persistencia al cambio en las temperaturas mínimas que son representativas de las masas de aire, solo en otoño-invierno duran unos tres días, mientras que en primavera-verano esta persistencia es de apenas un día. También se observa en otoño-invierno una inversión de las anomalías en el orden de 11-12 días lo que traería una oscilación de la escala sinóptica del orden de 22-24 días como onda completa. Esto es en un mes caben unas 1.2 a 1.3 ondas completas por mes en estas estaciones del año.*

Característica B: *Este tipo de circulación muestra la contribución no advectiva (adiabática) al calentamiento regional con secado del aire, (Norte, 1986a, b, y 1988). Se minimiza en otoño (8.8% de los tipos-estación húmeda) y aparece con un máximo en el resto de las estaciones.*

Los casos del tipo 4 y 6 en invierno y 2, 3, 5 en primavera representan a esta característica de viento zonda sobre Cuyo-Argentina y en menor grado sobre el NOA-Bolivia mostrando un calentamiento adiabático (temperaturas elevadas) con secado del aire (por debajo del 10%

de humedad relativa ocasionalmente) y vientos rafagosos con levantamiento de polvo o arena. Este comportamiento es previo a la irrupción de aire frío por el Sur con frentes fríos sobre Patagonia. Minetti (1984) mostró que el gradiente de presión transcordillerano (TCI) crece en la medida que aumenta la baroclinicidad austral o se intensifican los Oestes. Esto ocurre por la generación de vorticidad anticiclónica a barlovento de la Cordillera (a occidente de la Cordillera) y ciclónica a sotavento de la misma (a oriente de la Cordillera), con la respectiva anticiclogénesis y ciclogénesis.

El factor considerado ha sido destacado en la explicación de períodos con sequías sobre la región continental-subtropical-Tropical de Argentina (Centro-Oeste y NOA) en cualquier época del año ante un aumento de la frecuencia de estos tipos de circulación (Bobba y Minetti, 2010; Minetti y otros, 2010b) y se reiteran con menor frecuencia en Bolivia. Además de lo mostrado, los golpes de calor con deshidrataciones importantes son típicos de estos sistemas en el NOA, y se relacionan con las nevadas extraordinarias en la Cordillera Norte ocasionalmente al SO de Bolivia (los Andes Áridos), apartadas de su lugar característico (Cordillera Central en Cuyo). Estas nevadas excepcionales suelen ocurrir cuando se profundizan las depresiones sobre el O.Pacífico Sur, se intensifica el TCI y los sistemas de circulación se desplazan más al Norte de lo habitual. En estos casos las mismas suelen cerrar los pasos fronterizos con Chile aún fuera de estación (verano y otoño). Estos eventos se dan preferentemente en los años correspondientes a la ocurrencia de El Niño (Minetti y Sierra, 1989; Trenberth, 1997, Compagnucci y Vargas, 1998). También en estos años la persistencia de aparición de los tipos 4-6 en invierno y 2-3-5 en primavera crecen con respecto a los años no Niño, configurando a veces cuadros de temporales de zondas que dejan varios metros de nieve acumulada en la Cordillera Central-Argentina. Situaciones persistentes de este tipo con sequías sobre el llano del NOA y Bolivia suelen aparecer sobre el final de la primavera afectando en forma importante al mes de Diciembre (Minetti, 1989b; Vargas y otros, 2002).

Característica C: La advección fría ocurre en Argentina y Bolivia cuando un sistema de CL llega a su madurez en el NOA-Bolivia como consecuencia de una profundización de la baja presión. El aire frío llega a la región proveniente del STH del O.Pacífico Sur interactuando con la CL, como lo muestra el campo típico 1 de collado en todas las estaciones del año, en el flanco occidental de la depresión donde los vientos predominantes durante todas las estaciones del año son del cuadrante Sur.

Advecciones frías intensas ocurren en general cuando el borde anticiclónico oriental del STH del O.Pacífico Sur adquiere gran extensión latitudinal, como Argentina (Burgos, 1963), con capacidad de transportar una gran masa de aire frío-seco hacia latitudes bajas, o algún sistema WMH que se instala en el O.Atlántico Sur advectando aire del SE (frío-húmedo) sobre el llano argentino. En un inicio los primeros pueden advectar aire frío-seco, pero posteriormente con el traslado hacia el Este de los sistemas de presión, terminan advectando aire frío-húmedo dependiendo de la latitud de las trayectorias de los WMH.

La característica no distingue sobre la condición de humedad y tienen una frecuencia entre el 10-23.7% de los tipos por estación del año (4-5 días al mes aproximadamente con una cantidad de eventos menor) aumentando durante el invierno. También son mayores en estos eventos el poder evaporativo de la atmósfera con una gran movilidad y déficit de saturación típicos de los estados turbios de la atmósfera. Este último es debido a los procesos de levantamiento de polvo, arena, bruma y a veces humo antrópico. Suelen observarse en esta estación climática con aire en equilibrio termodinámico estable, extensas capas de contaminantes naturales o no en diversos estratos de inversiones de la atmósfera que reducen notablemente la visibilidad.

En las invasiones de aire frío hacia bajas latitudes pueden generar heladas advectivas y posteriormente radiativas (Burgos, 1963) principalmente en el SO de Bolivia y en general por encima de 1000m snm. Se distinguen entre los tipos que generan heladas la caracterizada por el

tipo 3, 5, 6, 7 y 8 en el invierno (23.7% de los casos de invierno) que pueden ser en días sucesivos (persistencia) ocurridas en raras ocasiones con bloqueo del flujo del Oeste (Berbery y Nuñez, 1989) o una minimización de este (Webster y Keler, 1975) y una trayectoria parabólica S-N, de lento desplazamiento de los anticiclones realizadas en dos o más episodios (2 días en cada caso).

Estos sistemas aparecen en general durante las conocidas pulsaciones de aire polar hacia el trópico argentino con oscilaciones de 45-51 días, usadas por el autor en la predicción intraestacional del clima durante la década de 1970 en la Estación Experimental Agrícola de Tucumán. Madden y Julian (1971, 72) encontraron una oscilación de esta cuasi-periodicidad en la intensidad del flujo de los Estes de la zona tropical y esto podría relacionarse con la llegada al N de Sudamérica de pulsos de aire frío desde latitudes más altas (Naumann y otros, 2010).

Característica D: La advección cálida del Norte es mayormente húmeda en el NOA y Bolivia por su componente originaria del Este. Sin embargo en la llanura de Bolivia por razones topográficas ésta se presenta como flujo del NO. Estos sistemas dominan durante el verano e invierno con un 72.1 y 72.6% de los casos y su mínimo se registra en el otoño con 13.2%. Además de la humedad son eficientes transportadores de calor sensible hacia la región. Este sistema de circulación es el que inicia la advección de aire tropical marítimo hacia el NOA-Argentina y primeramente por Bolivia, mientras que la depresión continental (CL) se profundiza con los días. En estos casos tanto la convección individual u organizada como vaguadas o líneas de inestabilidad prefrontales van desencadenando chaparrones (Linchtenstein y Altinger, 1970 a, b).

Durante el verano, ésta lo realiza en presencia de un continente que se va calentando con los días por una ganancia de radiación neta, y por consiguiente, se inestabiliza rápidamente al transcurrir los días con la formación de actividad nubosa convectiva (CONV) y sus derivados. Esto es mayor sobre la zona serrana y pedeserrana del NOA-Bolivia por los factores de convergencia sobre la depresión y ascenso orográfico, muchas veces activada localmente por las brisas de valle. Durante estas circulaciones, la advección de humedad regional (ciclo hidrológico interno) juega un rol importante en la inestabilización de la masa de aire.

La intervención del Jet en capas bajas (SALLJ) actúa como un río de humedad al pie de las Sierras Subandinas proyectadas al NOA desde Bolivia. Dentro de los procesos de inestabilización y formación de sistemas más organizados de convección en la mesoescala es importante destacar que durante estos episodios se van organizando los eventos de IL y MCCs, en la medida que se va incrementando la BI con los días. Esto ocurre al dominar la circulación zonal del Oeste (W) en Patagonia con un intenso calentamiento del Trópico. En el invierno a veces el transporte de calor sensible es minimizado con respecto a la pérdida de radiación del continente durante las noches.

Característica E: Las situaciones típicas de circulación de componente Este en estas latitudes corresponden a las de tipo 1 de collado atmosférico que se observan básicamente durante las cuatro estaciones del año con máxima frecuencia en el verano (66.6%) en Bolivia. Durante el otoño los tipos 2, 3, 5 y 7 dan una intensa circulación del Este con una advección de humedad importante. Esta produce extensa nubosidad y mal tiempo en zonas serranas-pedeserranas del NOA y Centro de Argentina y Bolivia. Durante la primavera las advecciones húmedas definidas del Este sobre un continente que va calentándose con los días genera inestabilizaciones graduales con actividad convectiva (CONV). Estas pueden llegar a ser importantes en la producción de granizo en zonas serranas-pedeserranas y valles intermontanos, cuando aún no existe una sobreoferta de humedad atmosférica, y la isoterma de cero grado se encuentra a baja altura. En este período los calentamientos radiactivos

diurnos generan intensas convecciones particularmente sobre zonas serranas y laterales. También es importante remarcar que en los tipos generadores de advección húmeda del E son correspondidas por sistemas meteorológicos que ubican una zona frontal más al N de Bolivia y mucha de la nubosidad generada es de tipo post frontal. El resto de los comentarios ya fueron descritos en la característica A.

Característica F: Estas circulaciones con vaguadas frontales o no, tienen la posibilidad de desarrollar ciclogénesis (CG) sobre el Litoral Argentino (Litoral Fluvial y Litoral Marítimo) (Schwerdtfeger, 1954, Necco, 1982, Vigliarolo, 1998) y Sur de Brasil (Golfo de Santa Catarina). Algunas de estas ciclogénesis son tan desarrolladas que las depresiones alcanzan valores muy bajos con fuertes gradientes de presión y sudestadas intensas sobre la costa de Bs.As. O más al Norte.

Los fenómenos asociados de cielos cubiertos y lluvias intensas persisten por varios días. La instalación de una cuña anticiclónica desde el O. Atlántico sobre el continente, rotación del viento al SW y la parte posterior de una vaguada en altura ponen fin al episodio con la entrada de aire frío más seco y un gradual despeje del cielo. La máxima frecuencia de aparición de estos tipos sinópticos corresponde a las estaciones de otoño y primavera con 89. y 75.9% de los casos respectivamente y coinciden con la época del año donde los frentes se estacionan en esta línea tropical. Esto también coincide con la máxima frecuencia de aparición de depresiones dinámicas del litoral sobre la zona del Río de la Plata, y la aparición de la SACZ (Minetti y Vargas, 1983, Satyamurty y otros, 1998, Minetti y Vargas, 1999). Lo enunciado anteriormente podría deberse a que en esta característica se agrupan a situaciones de vaguadas que abarcan a todo el litoral marítimo y abundante ciclogénesis en el O. Atlántico S. Sin embargo se observa que en el período estacional de verano, este eje de vaguada alcanza su máximo de frecuencia coincidiendo con el mayor desarrollo de la SACZ, lo que demuestra la contribución sinóptica de mayor escala, en la génesis de la misma.

Persistencia de los tipos de circulación: Las figuras 11 a 18 muestran a los meteorogramas de las temperaturas máximas, mínimas, presión atmosférica a nivel del mar, toda ellas de Santa Cruz de la Sierra en el llano oriental de Bolivia. En la parte inferior de éstas se grafican la ocurrencia de los tipos sinópticos con los días. Les siguen a estas figuras la graficación de la ocurrencia de lluvias con su volumen en las localidades de La Paz y Tarija como representantes del Altiplano, Cobija y Santa Cruz como representantes del llano Centro-Norte del país y Yacuiba y Pto. Suárez como representantes de la zona llana del S y E de Bolivia. Estas figuras se reiteran para las cuatro estaciones del año.

En la parte baja de las figuras de presión atmosférica se dibujan las posiciones estimadas de ocurrencias frontales, remarcados los eventos más intensos. Las frecuencias frontales en Santa Cruz, ascienden a 7.1, 7.0, 8.4 y 7.7 días, con un promedio en el año 2010 de un frente cada 7.6 días. Debe recordarse para el análisis que el año 2010 resultó particularmente seco en el país y las situaciones meteorológicas ocurridas tienen este sesgo.

Tipos de circulaciones durante el verano de 2010: Como el tipo 1 de collado atmosférico es el más frecuente, las secuencias más persistentes corresponden a esta clase en todas las estaciones del año. Durante este verano se ha observado la persistencia del tipo 1 con unos 29 días aproximadamente entre el 15 de Enero hasta el 15 de Febrero, además de otras secuencias de tipo 1 al comienzo de Enero. A partir del 15 de Febrero se corta la secuencia de tipos 1 y comienzan a aparecer otras perturbaciones sinópticas en la región.

La persistencia del tipo 1 de circulación ha generado la ausencia de lluvias en el S y E de Bolivia, pero no afectó de la misma manera al Centro-N del país ya que en Cobija se registraban lluvias de gran volumen. Estas en principio se debieron a la presencia de una zona frontal fría intensa, actividad pre frontal y gran acción convectiva dispersa, en este

orden. Esta última actividad convectiva estaba más destacada en el Altiplano sobre fin de Enero. La aparición de una gran cantidad de sistemas sinópticos variados en la segunda mitad de esta estación de verano ha generado la ocurrencia de precipitaciones en las tres regiones seleccionadas de Bolivia, algunas de ellas de gran volumen. Sobre final de Marzo, se observa un decaimiento de la ocurrencia de perturbaciones sinópticas, nuevamente el aumento de los tipos 1, y la caída de ocurrencia de precipitaciones principalmente en las tierras altas. En este período se ha observado la profundización de la depresión continental en tres oportunidades seguidas por intensos frentes o sudazos. La principal respuesta de precipitación a intensos sudazos se observó en el N de la llanura (Cobija), mientras que los largos períodos de calentamiento se registraban frecuentemente con eventos de tipo 1. También es importante destacar que la persistencia de una misma masa de aire detectada por el correlograma de la temperatura mínima es baja, de apenas un día (ver **figura 10 a**), lo que detecta una gran irregularidad interdiurna de la temperatura por los profundos procesos convectivos y circulación mesoscálica establecidas entre tierras bajas y altas del país. También es notable el cambio genético del tipo de lluvia en esta estación del año entre tierras bajas y altas de Bolivia. Mientras que en tierras bajas del llano oriental la actividad frontal y prefrontal son más importantes que en tierras altas, la actividad convectiva y postfrontal son más importantes que las primeras. Los tipos sinópticos que generan advecciones cálidas y húmedas en este país son más altas en verano e invierno, entonces el único mecanismo que frena el desarrollo convectivo en invierno es la subsidencia al desplazarse hacia el N la banda anticiclónica subtropical.

Tipos de circulaciones durante el otoño 2010: Catorce días de persistencia del tipo 1 con la aparición de otros tipos de perturbaciones de escala sinóptica en la región muestran una condición menos persistente que la del verano para períodos largos. Sin embargo la **figura 10 b** muestra una mayor persistencia en la temperatura mínima con dos días y una mayor distribución en el tiempo de otras condiciones sinópticas. En esta estación se puede advertir también un cambio en las anomalías de las temperaturas mínimas cada 11-13 días que tiene que ver con los cambios de masa de aire, de tropical a fría. También ha aumentado la frecuencia de ocurrencia de intensos sudazos (cuatro) como paso previo al invierno. Un aumento de frecuencia de los modelos 2, 3 y 9 con intensos anticiclones extendidos latitudinalmente sobre Argentina generan circulaciones marcadas del S que se extienden desde Tierra del Fuego-Argentina hasta Bolivia. Estas invasiones de aire frío ingresan como vientos intensos del S y SE y persisten varios días aunque cambie el modelo sinóptico. En raras ocasiones estas invasiones frías ingresan más al N de Bolivia ocasionando heladas en una región climática de tipo Aw (Tropical de Sabana según Koeppen, 1948) donde la helada es un evento de muy baja probabilidad o ausente del invierno o estaciones laterales (Koeppen, 1948). Sí es frecuente observar heladas en estos casos sobre tierras altas de Bolivia con alturas superiores a los 1000m snm.

En esta época del año los frentes fríos pueden estacionarse en estas latitudes extendiendo una vaguada frontal hacia el Golfo de Santa Catarina-Brasil, generando una activa SACZ. Todos los tipos genéticos de lluvias caen en el otoño respecto al verano, pero la ocurrencia de precipitaciones son mayores en tierras bajas que altas. En esta estación del año caen las frecuencias de circulaciones asociadas a los eventos zonda con gradientes transcordilleranos intensos y aumenta el transporte definido del Este. Estos últimos favorecen a los frecuentes cielos cubiertos con lluvias intermitentes sobre tierras altas y serranía central. Estos eventos han sido observados sobre mediado y fin de Mayo con volúmenes moderados de lluvia. Dos períodos de sequías se han observado en el otoño de este año, uno sobre comienzos de Abril y otro más extenso durante Junio. En este último apenas se ha registrado lluvia sobre Yacuiba

en el S del país. La persistencia del tipo 1 básico de circulación generó en ambos períodos secos ascenso interdiurno de temperatura sobre mediado de Abril y Junio, sin embargo el primero terminó con lluvias al decaer y el segundo con sequía. En el segundo caso con sequía pronunciada se observa a los dos bordes anticiclónicos subtropicales corridos muy al N sobre la latitud de Bolivia, lo que explica la subsidencia y sequía. Los modelos 4, 5, 6 y 9 sobre la segunda década de Junio explican muy bien este fenómeno.

Tipos de circulaciones durante el invierno 2010: En esta estación del año se ha desplazado hacia el N el anticiclón subtropical inhibiendo la convección en capas medias y altas de la atmósfera, y los sistemas convectivos tienen una tapa para su crecimiento vertical. Entonces un aumento de frecuencia de advecciones húmedas y cálidas no son lo suficientemente apropiadas para contrarrestar al primer efecto. También crecen en este período los intensos gradientes transcordilleranos (TCI) y advección fría. Esta última puede ser seca o húmeda, en el segundo caso el vapor de agua disponible es sin embargo escaso por tratarse de masas de aire que llegan de latitudes donde la evaporación es pobre por las bajas temperaturas de la fuente de masa de aire. Los tipos 3 y 8 que se corresponden a anticiclones intensos extendidos de N a S sobre Argentina igual que el otoño, producen intensos enfriamientos advectivos seguidos por fríos radiativos con heladas. Estas afectan principalmente al Altiplano boliviano por encima de 1000 m snm. En casos extraordinarios como en el año 1975 el aire polar con su frente frío llegó hasta las cercanías del Ecuador y las heladas produjeron severos daños a la agricultura en tierras Tropicales, como se comentó en el apartado anterior (Minetti y Poblete, 1989), donde el clima es de tipo Aw (Koeppen). En este período invernal (JAS) la ausencia de lluvias en Bolivia fue notable, principalmente en la región semiárida del S y E. El intenso frío de la segunda década de Julio generó temperaturas del orden de 4-5°C en Santa Cruz aunque esta incursión polar no afectó a Brasilia. Después de este intenso frío, la temperatura ascendió paulatinamente y cayó la presión atmosférica. Esto último tiene que ver con el desarrollo de una depresión continental que se profundiza gradualmente mientras el continente se calienta. La mayor cantidad de días sin precipitación observados aquí le correspondieron al E y S del país, mientras que la racha seca más corta se registraba en el Centro-N del mismo.

Con la última incursión de aire polar intensa comenzaron a generar las primeras precipitaciones importantes del final de la estación seca. Los tipos 5, 6 y 8 han advectado aire polar húmedo intenso del SE sobre la región, de tal manera que los fenómenos de frente estacionario y advección postfrontales han sido los responsables de las precipitaciones de la primera quincena de Septiembre. La persistencia de las temperaturas mínimas alcanzó en esta estación hasta tres días (**figura 10 c**), y también persiste el modo de cambio de masa de aire tropical a polar cada 11-13 días.

Tipos de circulaciones durante la primavera 2010: Es la estación del año caracterizada por intensos calentamientos que llevan a las temperaturas máximas a valores de 38°C frecuentemente con cambios de masas de aire cada 10 días (**figura 10 d**) y una depresión térmica instalándose gradualmente hacia fines de Noviembre y durante Diciembre. En este nuevo estadio aumenta la humedad, nubosidad y disminuye la amplitud térmica. Las perturbaciones sinópticas cambiantes también son típicas hasta Noviembre pero desde el final de este mes la condición frecuente de collado atmosférico (Tipo 1) es el prevalente. En el Altiplano esta nueva condición de fin de Noviembre y transcurso de Diciembre se hace sentir con un aumento en la frecuencia de ocurrencia de chaparrones convectivos que ya se iniciaron en los meses previos para el llano oriental, particularmente en el Centro-Norte del país. Bajan de frecuencia en este mes y también en el verano las frecuencias de tipos sinópticos que generan advección fría intensa. Estas son reemplazadas por situaciones sinópticas que generan advección de humedad definidas del E y situaciones de persistencia de vaguadas frontales

estacionarias en la línea Bolivia-Golfo de Sta. Catarina. En el caso de los sistemas convectivos presentes en esta estación del año, se pueden observar desde unidades aisladas hasta agrupaciones en racimo o conglomerados de tipo MCCs que suelen al igual que el verano descargar intensas precipitaciones en grandes áreas favoreciendo al proceso de inundación particularmente en tierras llanas donde los coeficientes de escorrentía son pequeños y napas de agua cercanas a la superficie del suelo, sumados a su vez a corrientes de agua alóctonas provenientes de los máximos de precipitaciones orográficos situados al O y NO del país (nacientes del río Amazonas). En esta estación también puede ocurrir un aumento de frecuencia de tipos sinópticos que generan efecto zonda con sequías primaverales, algunas de estas asociados con eventos La Niña (Ropelewski y Halpert, 1989).

Otros aspectos de la circulación regional: A continuación se ven algunos aspectos particulares de la circulación estacional y las relaciones entre las variables más importantes. En esta región la asociación entre la nubosidad y lluvia diarias con las temperaturas máximas son importantes por los procesos de control radiativo y evaporativo de la energía, y esta a su vez sobre el calentamiento o enfriamiento del aire y su consecuencia sobre la presión atmosférica. El **cuadro 3** muestra diversas asociaciones entre las variables temperaturas máximas (TX), mínimas (TI) y presión atmosférica reducida al nivel del mar (PPP) en las cuatro estaciones del año. Lo primero que surge es la asociación entre las temperaturas máximas diurnas (TX) con las mínimas nocturnas (TI) con diferentes niveles de correlación pero todas significativas. Aún así dentro del margen establecido por el estadístico, la menor asociación se da en la primavera y la mayor en el invierno. Esto dice que la variable TI como representativa de las masas de aire Tropical o Polar está muy asociada a la TX representativa de la nubosidad y lluvia cuando estos dos factores están casi ausentes. El momento de menor asociación le corresponde a la primavera cuando el flujo de vapor llega irregularmente al continente después de la estación seca invernal y el desorden se apodera del sistema climático.

Cuadro 3: Correlaciones entre variables. Los niveles de significaciones críticas son $r_c = 0.20$ (al 5%), 0.26 (al 1%) y 0.34 (al 1%) con $N=90$ grados de libertad (Brooks y Carruthers, 1953). Todas estas variables medidas en Santa Cruz durante el año 2010. (ns) estadísticamente no significativo.

Variables	Verano (EFM)	Otoño (AMJ)	Invierno (JAS)	Primavera (OND)
PP vs. TI	-0.54	-0.69	-0.81	-0.51
PPP vs. TX	-0.10 (ns)	-0.66	-0.82	-0.33
TX vs. TI	0.45	0.57	0.76	0.28

Por otra parte la presión atmosférica (PPP) se encuentra más conectada con la temperatura mínima (TI) que con la temperatura máxima (TX) en casi todas la estaciones, salvo en el invierno que iguala la asociación ($r=0.8$). Esto indica que cambios en las masas de aire que en el llano boliviano se invierten aproximadamente cada 10-13 días intervienen en los cambios de presión atmosférica. Esto último disminuye en la primavera-verano cuando la nubosidad y lluvia afectan a las temperaturas diurnas. Ver en este caso la no correspondencia entre PPP vs. TX en el verano.

En las **figuras 11, 13, 15 y 17** pueden verse que existen alrededor de una vez al mes un ingreso de aire frío de gran intensidad (remarcado en negrita). Los otros frentes fríos que llegan a la región son débiles y no alcanzan a afectar lo suficiente a la presión atmosférica y temperaturas mínimas. Las **figuras 19-20** muestran las primeras diferencias entre los valores de presión atmosférica entre un día y otro (variación interdiurna) con los límites uno y dos desvíos típicos. En particular cuando se toma a este último (2s) la identificación de los

sudazos (o surazos) intensos quedan descubiertos. Las **figuras 21-22** muestran los meteorogramas de la ciudad de Trinidad (ubicada algo más al N de Santa Cruz de la Sierra (gentileza de History Underground-Internet) para los meses de Enero y Julio a modo de ejemplo. En Enero se detecta una intensa incursión de aire frío (sudazo) sobre el día 13 que dura dos días y fracción con vientos del S y crecimiento de la presión atmosférica. En cambio sobre el día 8 previo otra invasión d aire frío débil llegó a la región con un sudazo menor de un día de duración. En el invierno los sudazos bolivianos son más intensos como el registrado el 13 de Julio del 2010 que hizo descender las temperaturas mínimas y máximas por debajo de lo normal durante casi 7 días, adjudicándosele como motivo causal, la muerte de alrededor de nueve millones de peces en sus ríos Amazónicos (Minetti y otros, 2010c) La **figura 23** muestra al meteorograma de La Paz del mes de Julio de este mismo año. En el se advierte que las temperaturas (TX/TI) no fueron afectadas por esta intensa invasión fría en la altura de 3.632m snm sin embargo las direcciones de los vientos fuertemente afectadas allí por los efectos de brisas de montañas/valles ha sido perturbada entre los días 13-20, además de aumentar su rafagosidad.

Aspectos genéticos de las precipitaciones diarias: La **figura 24** muestra a los tipos genéticos de la precipitación diaria en el llano oriental de Bolivia (Santa Cruz) y en el Altiplano (La Paz) en las cuatro estaciones del año. Debajo de éstas se muestra lo mismo en términos anuales. En estas figuras se ha identificado a cada tipo genético de la lluvia con un número de 1-10 que se especifica al pié de la misma. Estos procesos van desde los puramente locales como los convectivos (6), los convectivos organizados en racimos o grupos de mesoescala como los MCCs (10), todos ellos dentro de una misma masa de aire y no se requiere la acción de dos masas de aire para el desarrollo. También están los procesos frontales (frío, estacionario y cálido) identificados como 3-4-5. Posteriormente están los de inestabilidad pre-frontales (1), post-frontales (2) donde la acción de dos masas de aire son necesarias aunque sea alejadas unos 400-500 Km al S o N respectivamente del centro de Bolivia. En el caso de actividad prefrontal se han separado a los casos de inestabilidad convectiva y sistemas convectivos organizados de tipo MCCs donde muchos de ellos podrían encuadrarse dentro de los pre frontales. En el llano oriental la suma de los procesos frontales arrojan el 80% de los casos de lluvia en invierno, siguiéndole el 40.9% en primavera, 30% en verano y 23.4% en el otoño. En el Altiplano estos guarismos coinciden en marcar el mayor porcentaje a los procesos frontales en invierno (71.4%) respecto a las demás estaciones 29% primavera, 23.6% verano y 18.2% en el otoño. También durante el invierno y primavera con una menor disponibilidad de vapor de agua sobre el continente, la actividad prefrontal es baja, principalmente en la región oriental. Lo opuesto es válido ya que la actividad pre frontal es muy importante en verano-otoño. Cuando se progresa hacia la estación fría de invierno y en menor medida la primavera, la actividad de lluvia ocasionada por frentes fríos y estacionarios en la llanura se destaca. En la primavera-verano crecen notablemente la actividad convectiva aislada y verano-otoño la prefrontal. En el Altiplano, la actividad de frentes estacionarios en invierno y la post frontal en verano son importantes para la generación de precipitaciones. En general las lluvias del Altiplano están desfasadas en el tiempo respecto a las lluvias frontales del llano iguiendo la regla de llueve en el llano por la acción de algún frente y a las 24-48 hs llueve en altura (Altiplano). Esto puede observarse también en La Puna de Argentina (Minetti y otros, 2005).

Otro proceso importante para las precipitaciones en este país tiene que ver con la advección de humedad definidamente del E que genera cielos persistentemente cubiertos con lluvias intermitentes en el Altiplano en otoño. Los otros procesos generadores de precipitaciones son de pequeño porcentaje aunque algunos de ellos como los MCCs son importantes para los procesos de inundaciones en tierras bajas de escasa densidad de drenaje. En términos anuales, los

procesos frontales, pre y post frontales se llevan el mayor porcentaje de ocurrencia de lluvias en casi todo el país con excepción del Altiplano donde la inestabilidad convectiva supera a las anteriores pero no por mucho margen. En las primeras (procesos frontales) siempre están aquí asociados a los efectos derivados de la topografía, tal como la convergencia orográfica ya destacada por Wolcken (1954) en el Noroeste Argentino. Se destacan entre éstos los efectos de las brisas locales en la formación de tormentas con lluvia que es mayor ante la proximidad de una zona frontal o durante ellas.

LITERATURA CITADA

Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector, Part I, Surface Climate. Mon. Wea. Rev., vol. 116, 505-524.

Berberly, E.H. and M.N.Nuñez, 1989: And Observational and Numerical Study of Blocking Episodes near South America. J. of Climate, 2, 1352-1361.

Berry, G. and J.B. Inzunza, 1993: The effect of the low-level jet during the warm season of 1993. Mon. Wea. Rev., 9, 2176-2192.

Bobba, M.E. and J.L.Minetti, 2010: South American atmospheric circulation anomalies related to droughts in the northwest of Argentina (1951-1980). Atmósfera v.23, n. 3, 263-275.

Brooks, C.E.P. and N. Carruthers, 1953: Handbook of Statistical Methods in Meteorology. Her Majesty's Stationery Office, 412 p... London.

Burgos, J.J., 1963: Las heladas en la Argentina. Colección Científica del INTA, 388p. Bs.As.

Campetella, C. and M. Rusticucci, 1998: Analysis of an extreme heat wave over Argentina in march 1980. Meteorol. Appl. 5, 217-226.

Carril, A.F. y L.X. Li, 1998: Representación del anticiclón Boliviano según el modelo de circulación general LMDZ/CIMA. Meteorológica 23, N°-2, 27-35. CAM. Bs.As.

Carvalho, A.M.G., P.L. Silva Dias and C.A. Nobre, 1989: Upper tropospheric vorticity and OLR structure over tropical South America. Third International Conference in Southern hemisphere. AMS-CAM. Bs. As.

Casarin, D.P. e V.E. Kousky, 1986: Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. Rev. Bras. Meteo, 1, 83-90.

Caviedes, C.N., 1973: Secas and El Niño: Two simultaneous climatical hazards in South America. Proc. Assoc. Of American Geographers. Vol. 5, 44-49.

Ciappesoni, H. y M. Núñez, 1983: Experimentos numéricos de los efectos de la Cordillera de Los Andes, usando un modelo de tres niveles en ecuaciones primitivas. Meteorológica XIV, N° 1 y 2, 593-600. CAM.

Compagnucci, R.H. y W.M. Vargas, 1985: Tipificación de campos béricos de superficie para julio 1972 a 77. Análisis por componentes no rotados. GEOACTA 13, N°, 57-70. AAGG.

Compagnucci, R.H. and W.M.Vargas, 1998: Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events. Int.J.Climatol. 18: 1593-1609.

Douglas, M., M. Nicolini and C. Saulo, 1999: *The low-level jet at Santa Cruz, Bolivia during January-March 1998. Pilot balloon observations and model comparisons. Preprints. Tenth Symposium on Global Change, Dallas, Texas, 223-226.*

FAO, 1985: *Agroclimatological data – Latin America and the Caribbean.*

Figuerola, S.N. P. Satyamurty and P.L. Silva Dias, 1995: *Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. J. Atmos. Sci. 52, 1573-1584.*

García, O., 1985: *Atlas of highly reflective clouds for the global tropics: 1971-83. 365 p. NOAA. Bulder.*

González, M.H. y V.R. Barros, 1996: *Aspectos estadísticos del ciclo anual de precipitación y sus anomalías en Argentina Subtropical. Meteorológica 21, N° 1-2, 15-26. CAM. Bs.As.*

González, M.H. and V.R. Barros, 2000: *South American Monsoon onset and end date prediction using outgoing logwave radiation and sea surface temperature. Reprint 6ta. Inter. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 124-15. Santiago de Chile.*

Halley, E. 1686: *An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the winds. Philos.Trans.Roy.Soc.London, 26, 153-168.*

Hastenrath, S. And L. Heller, 1977: *Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 103 (435) 77-92.*

Hastenrath, S. and P.Lamb, 1977: *Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. University of Wisconsin Press, 177p.*

Hoffmann, J.A.J., 1986: *El campo bórico medio correspondiente al nivel del mar y sus variaciones estacionales en América del Sur. Anais 3 del I Congreso Interamericano de Meteorología, Brasilia. SBMET, CAM y AMS.*

Hoffmann, J.A.J., 1992: *The continental pressure and precipitation regime of South America. Erdkunde, Band 46, 40-51.*

Inzunza, J.B., y G.J. Berri, 1990: *Campo de movimiento y transporte de humedad asociado en la baja troposfera en el Norte de Argentina. Meteorológica, 17, N° 1-2, 17-26. CAM. Bs.As.*

Kalnay, E., K.C. Mo and J. Peagle, 1986: *Large-amplitude, short scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiment to determinate their origin. J. Atmos. Sci. 43, 252-275.*

Kodama, Y.M., 1992: *Large scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 813-836.*

Koppen, W., 1948: *Climatología. Fondo de Cultura Económica. México-Bs.As., 479 pgs.*

Kousky, V.E., 1988: *Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. Rev. Bras. Meteo 3, 217 – 231.*

Lamb, H.L., 1972: *Climate: Present Past and Future. Methuen & Co Ltd. 11 New Fetter Lane London EC4, 613 p. London.*

Lichtenstein, E.R. y M.L. Altinger, 1970a: *Aspectos estadísticos de las líneas de inestabilidad en la Argentina. Meteorológica, Vol. 1, N° 1, 3-12. CAM. Bs.As.*

Lichtenstein, E.R. y M.L. Altinger, 1970b: *Condiciones meteorológicas asociadas a la ocurrencia de líneas de inestabilidad. Meteorológica, Vol. 1, N° 2, 79-89. CAM. Bs.As..*

- Lichtenstein, E., 1983: *Sobre el mecanismo de la depresión del Noroeste Argentino. Meteorológica*, Vol. XIV, N° 1-2, 569-580. CAM. Bs.As..
- Lund, I.A., 1969: *Map. Classification by Statistical Methods. Jou. Appl. Meteorol.* 2, 56-65.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1971: *Detection of a 40-50 day oscillation in the tropics. J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1972: *Description of a global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. J. Atmos. Sci.* 29, 1109-1123.
- Minetti, J.L., S.M. Radicella, M.I. Menegazzo de García y J.C. Sal Paz, 1982: *La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central andina. Rev. Geofísica* 16, 145-157. México.
- Minetti, J.L. y W.M. Vargas, 1983: *Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica-I Parte. Meteorológica* Vol. XIV, N° 1-2, 645-654. CAM. Bs.As.
- Minetti, J.L. y E.M. Sierra, 1983: *Persistencia de días secos en el área cañera del NOA. RIAT* 60 (1), 97-104. EEAOC. S.M. de Tucumán.
- Minetti, J.L., 1984: *La componente de circulación zonal central y las precipitaciones en la región Central Andina. 12va. Reu.Cien. de la AAGG. 5-9 de Setiembre. Bariloche.*
- Minetti, J.L. and E.M.Sierra, 1989: *The Influence of General Circulation Patterns on Humid and Dry Years in the Cuyo Andean Region of Argentina. I.J. of Climatology* 9, 55-68.
- Minetti, J.L. y A.G. Poblete, 1989: *Caracterización térmica actual del Cono Sur de América y Antártida asociada con los procesos de congelamiento del suelo. Anales del International Geological Correlation Programme en la Sesión Geocriology of the Americas. UNESCO-CRICYT. 16 al 20 de Octubre, Mendoza.*
- Minetti, J.L. 1989a: *Continentality Indices-Methodological Revision and Proposition. Erdkunde, Band* 43, 51-58.
- Minetti, J.L., 1989b: *Comportamiento de las precipitaciones de primavera y verano en Tucumán. Avance Agroindustrial, Año IX, N° 36. EEAOC. San Miguel de Tucumán.*
- Minetti, J.L. y W.M. Vargas, 1990: *Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. II Parte. Rev. Geofísica* 33, 177-190. IPGH-OEA. México.
- Minetti, J.L., W.M. Vargas y A.G. Poblete, 1990: *La perturbación en la circulación zonal que originaría el Subcontinente Sudamericano. Rev. Geofísica* 33, 161-178. IPGH-OEA. México.
- Minetti, J.L., 1991: *Estudio de las singularidades climáticas en series de temperaturas del NOA. Tesis doctoral, Departamento de Ciencias de la Atmósfera, 117p. FCEN, UBA. Bs.As.*
- Minetti, J.L., W.M. Vargas y A.G. Poblete, 1993: *Comportamiento Intraestacional e interanual del borde oriental del anticiclón del Pacífico Sur. Geofísica* 38, 77-89. IGH-OEA.
- Minetti, J.L. y M.E. Bobba, 1997: *Las sequías regionales en el NOA. Proc. del VI Congreso del NOA y su Medio Ambiente. S.M. de Tucumán.*
- Minetti, J.L. and W.M. Vargas, 1997: *Trends and Jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. Atmósfera* 11, 205-221. México.
- Minetti, J.L. and W.M. Vargas, 1999: *Pressure behavior of the subtropical Atlantic anticyclone and its influenced region over South America. Aust. Met. Mag.*, 48, 69-72.
- Minetti, J.L., 1999: *Las sequías en la Argentina. Anales de la 60va. Reunión Nacional de Geografía. GAFA. Bs.As.*

- Minetti, J.L., M.E. Bobba, L.R. de la Zerda y M.C. Costa, 2000: *Comportamiento regional de las sequías en el largo plazo para Argentina. VIII Reunión Argentina de Agrometeorología*, p53. AADA. Bs.As.
- Minetti y otro, 2005: *El clima del Noroeste Argentino. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Ed. Magna. 449 pgs. San Miguel de Tucumán.*
- Minetti, J.L., W.M. Vargas, A.G. Poblete, L.R. de la Zerda and L.R. Acuña, 2010a: *Regional droughts in southern South America. Theor. Appl. Climatol.* 102: 403-415.
- Minetti, J.L., W.M. Vargas, A.G. Poblete and M.E. Bobba, 2010b: *Regional drought in the southern of South America-Physical Aspects. V.25, n.1, 88-102.*
- Minetti, J.L., J.A. González y D.P. Ovejero, 2010c: *Desastre Ecológico Global 2010. Rev. de Geo. Vol. XII, N° 14, 40-47. Ins. Geo. Apl. UNSJ.*
- Necco, G.V, 1982: *Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área Sudamericana durante el FGGE: Ciclogénesis. Meteorológica VII, 7-20. CAM. Bs.As.*
- Naumann, G., W.M.Vargas and J.L. Minetti, 2010: *Persistence and log-term memories of daily maximum and minimum temperatures in souther South America. DOI 10.1007/s00704-010-0395-3. Theo. An Appl. Climatol. Springer-Verlag.*
- Norte, F., 1986a: *Características termodinámicas y aerológicas fundamentales en una situación de zonda intenso. GEOACTA, vol. 13, N° 2, 11-24. AAGG. Bs.As.*
- Norte, F., 1986b: *Definición del zonda en la Cordillera Frontal Mendocina por su efecto térmico. GEOACTA, vol. 13, N° 2, 25-35. AAGG. Bs.As.*
- Norte, F., 1988: *Características del viento zonda en la región de Cuyo. Tesis doctoral, Departamento de Ciencias de la Atmósfera, FCEN, UBA, Bs.As.*
- Paegle, J.N. and K.C. Mo, 1997: *Alternating wet and dry conditions over South America during summer. Mon. Wea. Rev.* 3, 279-291.
- Paegle, J.N., L.A. Byerle and K.C. Mo, 2000: *Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. Mon. Wea. Rev.* 128, 837-850.
- Pittock, A.B, 1980: *Modelos de Variación Climática en la Argentina y Chile. Sección I, Precipitación, 1931-60. Meteorológica XI, N° 1, 73-97. CAM. Bs.As.*
- Poblete, A.G., J.L. Minetti y E.M. Sierra, 1989: *La influencia del régimen hídrico Andino-Puneño el oasis del Noroeste Argentino y Cuyo. Rev. Geofísica 30, 137-149. IPGH-OEA. México.*
- Prohaska, F., 1952: *Regímenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15°S hasta Antártida). Meteoros, Año II, N° 1-2, 66-100. SMN. Bs.As.*
- Prohaska, F., 1976: *The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In Climates of Central and South America, 13-112. Elsevier Scientific Publishing Company. 532 p. N.York.*
- Ratisbona, L.R., 1976: *The Climate of Brazil. In Climates of Central and South America, 219-293. Elsevier Scientific Publishing Company. 532 p. N.York.*
- Rex, D.F., 1950: *Blocking action in the middle troposphere and its effects upon regional climate. Tellus 2, N° 3.*
- Riehl, H., 1965: *Meteorología Tropical. Ao Livro Técnico S.A., 426 pgs. Río de Janeiro.*
- Ropelewski, C.F. and M.S. Halpert, 1989: *Precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillations. Mon.Wea.Rev. vol. 115, 1606-1626.*

- Rusticucci, M.M. y W.M. Vargas, 1993: *Las temperaturas de bulbo seco y húmedo en la Argentina. Valores medios y persistencia de las anomalías. Meteorológica* 18, N° 1-2, 39-47. CAM. Bs.As.
- Salles, M.A. y R.H. Compagnucci, 1995: *Características de la circulación de superficie durante 1976-77 y su relación con las anomalías en el sur de Sudamérica. Meteorológica* 20, N° 1-2, 7-16. CAM.
- Satyamurty, P., C.A. Nobre and P.L. Silva Días, 1998: *Meteorology of the Southern Hemisphere-Chapter 3C: South America, 119-139. Meteorological Monographs. AMS.*
- Schwerdtfeger, W., 1951: *Bases para el pronóstico a medio plazo de las condiciones de temperatura en el otoño de Bs.As.. Meteoros, Año 1, N° 1, 33-45. SMN. Bs.As.*
- Schwerdtfeger, W., 1954: *Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos tipos de depresiones báricas en el Norte de Argentina. Meteoros Año 4, N° 4, 301-323. SMN. Bs.As.*
- Stensrud, D.J., 1996: *Importance of low-level jets to climate: A review. J. Climate*, 9, 1698-1711.
- Sturman, A., 1978: *Aspects of the synoptic climatology of the Southern South American Sector. Department of Geography. University of Canterbury. New Zealand.*
- Suzuki, H., 1973: *Word Precipitation, Present and Hypsithermal. Present and Würm climate of South America. Bull of Dep. of Geogr. Univ. of Tokyo* 5, 3-32.
- Taljaard, J.J., H. van Loon, H.L Crutcher and R.L. Jenne, 1969: *Climate of the upper air. Part 1-Southern Hemisphere. Vol. 1. Temperatures, dew points, and heights at selected pressure levels. Navair 50-1c-55. NCAR. Boulder.*
- Trenberth, K.E., 1997: *The definition of El Niño. Bull. of AMS* 78, 2771-2777.
- Trewartha, G.L., 1954: *An Introduction to Climate. 3rd ed. McGraw-Hill. N.York.*
- Vargas, W.M., J.L. Minetti and A.G. Poblete, 1995: *Statistical Study of Climatic Jump in the Zonal Circulation Over South America. Jou. Met. Soc. Of Japan*, vol. 73, N° 5, 849-856.
- Vargas, W.M., O.C. Penalba y J.L. Minetti, 1999: *Las precipitaciones mensuales en zonas de la Argentina y el ENOS. Un enfoque hacia problemas de decisión. Meteorológica* 24, N° 1 y 2, 3-22. CAM. Bs.As.
- Vargas, W.M., J.L. Minetti and A.G. Poblete, 2002: *Low-frequency oscillations in climatic and hydrological variables in southern South America's tropical-subtropical regions. Theor.Appl.Climato.* 72, 29-40.
- Velazco, I. and J.M. Fritsch, 1987: *Meso-scale convective complexes over the Americas. J. Geophysics. Res.*, vol. 92, 9591-9613.
- Vigliarolo, P., 1998: *Ciclogénesis en Sudamérica. Meteorológica Vol. 23, N° 1-2, 83-90.*
- Virji, H., 1981: *A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. Mon.Wea.Rev.* 109, 596-610.
- Webster, P.J. and J.L. Keler, 1975: *Atmospheric variations, vacillations and index cycles. Jou. Atmos. Sci.* 32, 1238-300.
- Wolcken, K., 1954: *Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. Meteoros, Año IV, N° 4, 327-366. SMN. Bs.As.*
- Zhou, J. and K.M.Lau, 1998: *Does a Monsoon Climate Exist over South America?. J. Climate* 11, 1020-1040.

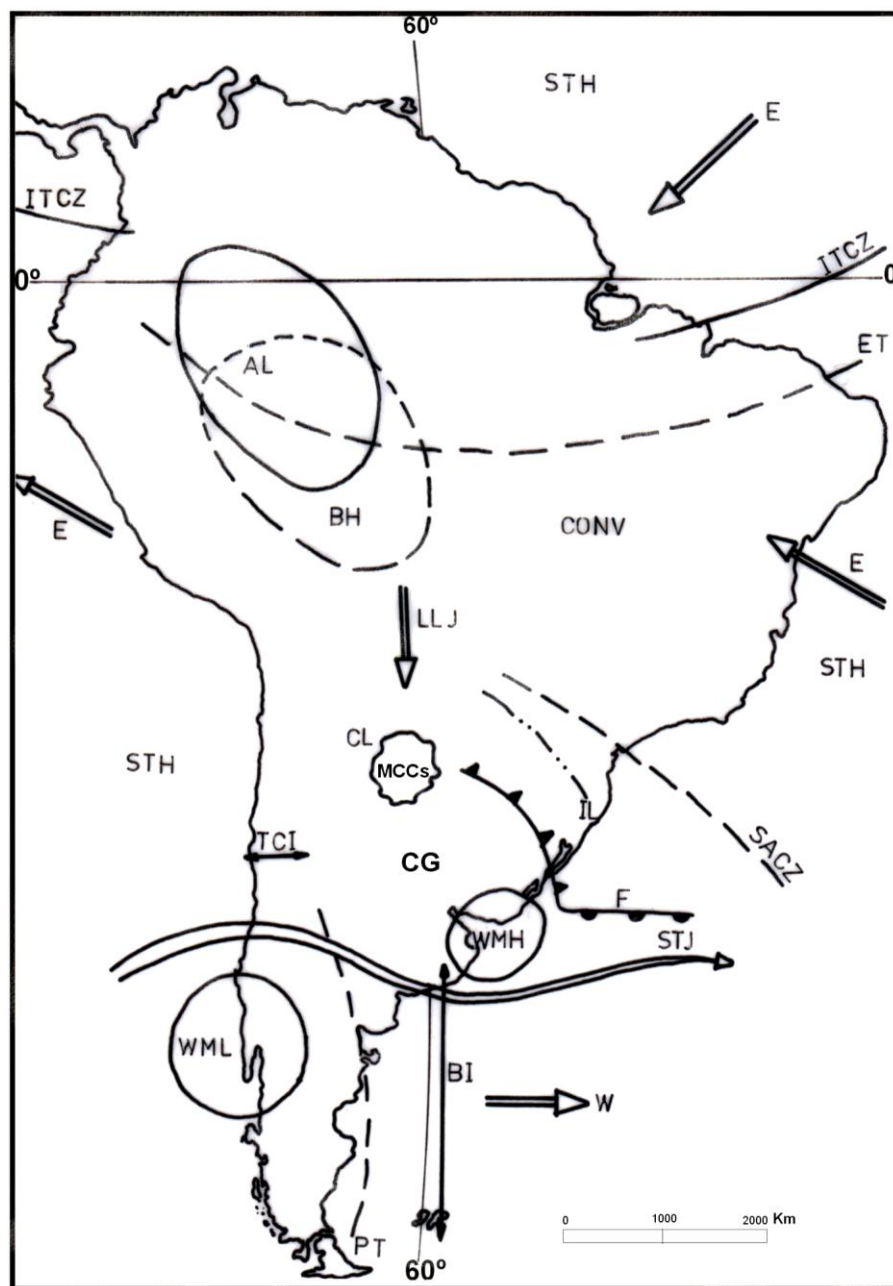


Figura 1: Región de estudio con los principales fenómenos que lo afectan. **STH:** Alta presión subtropical, **CL:** Depresión del Chaco, **AL:** Depresión Amazónica, **ITCZ:** Zona de Convergencia Intertropical, **ET:** Vaguada Ecuatorial, **BH:** Alta Presión Boliviana (altura), **SACZ:** Zona de Convergencia Sud Atlántica, **STJ:** Corriente de Chorro Subtropical (altura), **LLJ:** Corriente de Chorro de Capas bajas, **F:** Zonas Frontales Extratropicales, **WML:** Bajas Presiones Migratorias del Oeste, **WMH:** Altas Presiones Migratorias del Oeste, **IL:** Líneas de Inestabilidad, **MCCs:** Sistema nuboso Convectivo de Meso-escala, **CG:** Ciclogénesis Litoral, **TCI:** Circulación Transcorderana, **BI:** Baroclinicidad Austral, **PT:** Vaguada Patagónica, **E:** Flujo de Componente Este, **W:** Flujo de Componente Oeste, **CONV:** Convección.

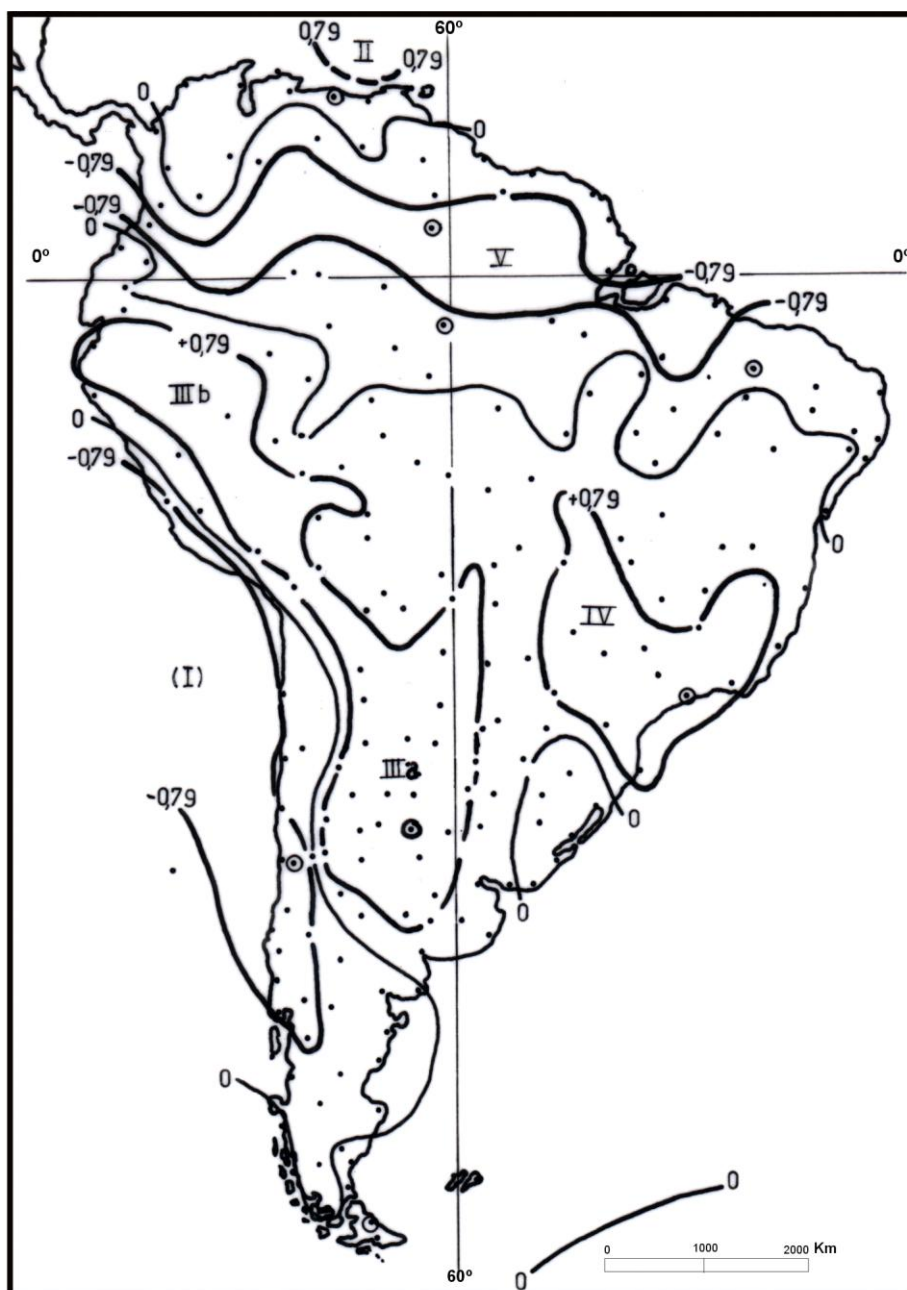


Figura 2: Campo de isocorrelación entre las temperaturas y las precipitaciones medias mensuales durante el periodo 1931-1960. Se indican exclusivamente las isolíneas de $r = 0$ y $r = \pm 0.79$ (estas últimas estadísticamente significativas al 1%). Se indican las regiones con regímenes **I:** mediterráneo, **II:** Monzónico del Litoral N de Sudamérica, **IIIa:** Cuasi-Monzonico, **IIIb:** Monzonico del continente Sudamericano, **IV:** Cuasi-Monzonico del SE de Brasil, **V:** de la Convergencia Intertropical. Los puntos indican a las localidades empleadas para el análisis. Fuente de los datos: FAO (1985).

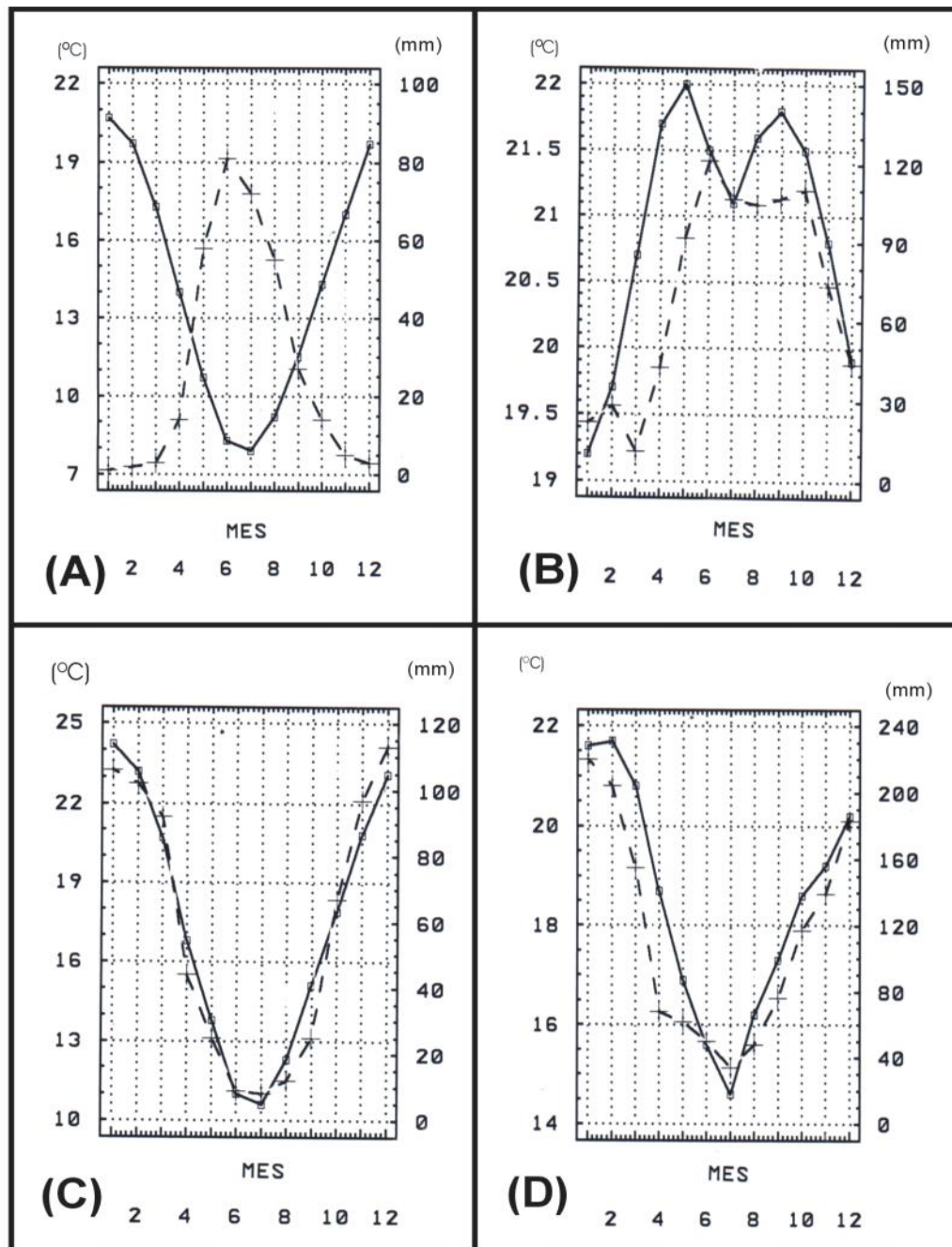


Figura 3 a: Temperaturas y precipitaciones medias mensuales, concentración del trimestre Enero-Febrero-Marzo (%) (EFM) y correlaciones entre variables (r). **A)** Santiago de Chile (Chile) precipitación EFM 1% $r = -0.92$, **B)** Caracas (Venezuela) precipitación EFM 6% $r = 0.71$, **C)** Córdoba (Argentina) precipitación EFM 42% $r = 0.42$, **D)** San Pablo (Brasil) precipitación EFM 42% $r = 0.94$. La línea sólida indica temperatura y la quebrada precipitación.

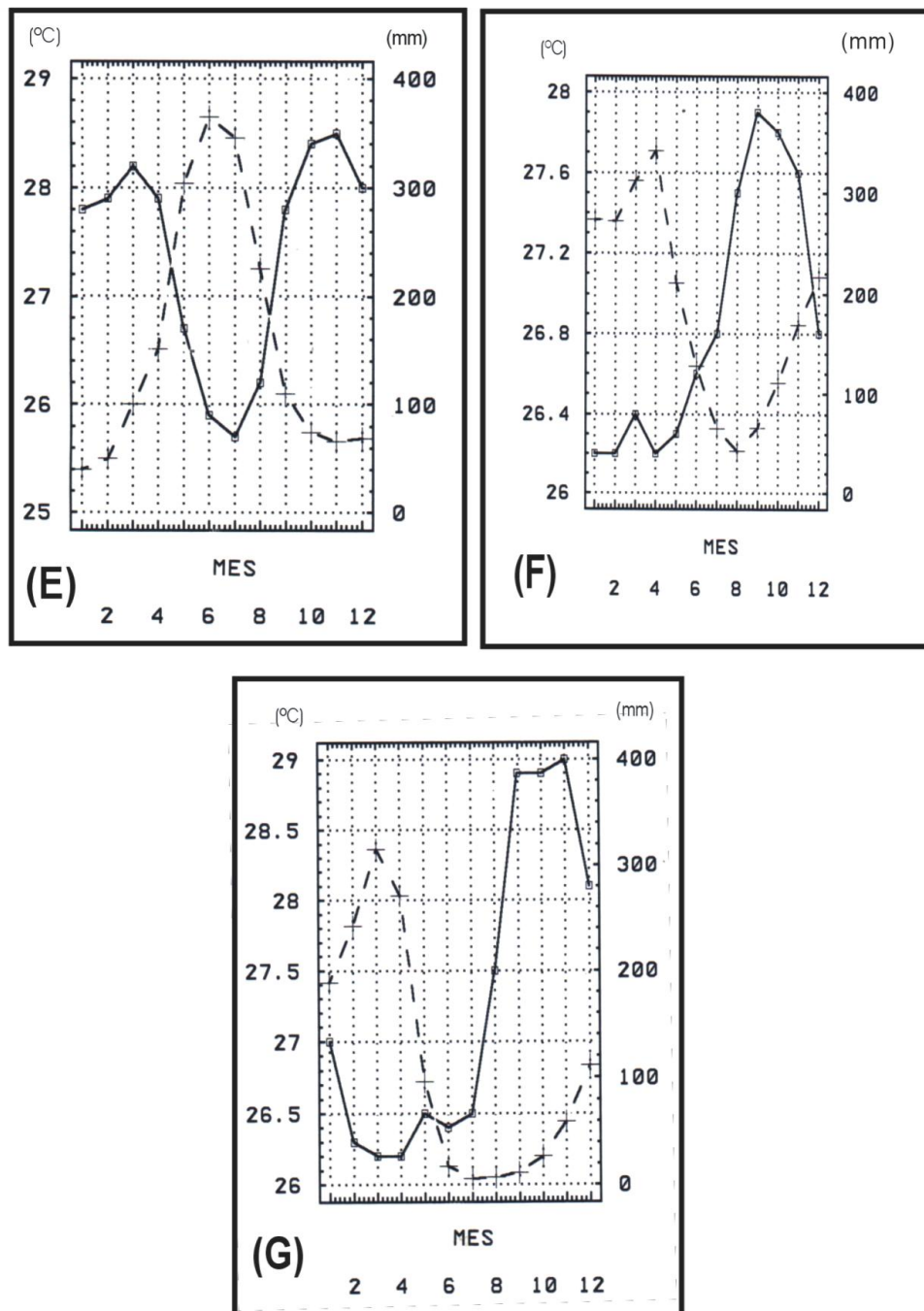


Figura 3 b: Temperaturas y precipitaciones medias mensuales, concentración del trimestre Enero-Febrero-Marzo (%) (EFM) y correlaciones entre variables (r). **E)** Boa Vista (Brasil) precipitación EFM 9% $r=-0.92$, **F)** Manaus (Brasil) precipitación EFM 38% $R=-0.76$, **G)** Teresina (Brasil) precipitación EFM 55%, $r= -0.65$. La línea sólida indica temperatura y la quebrada precipitación.

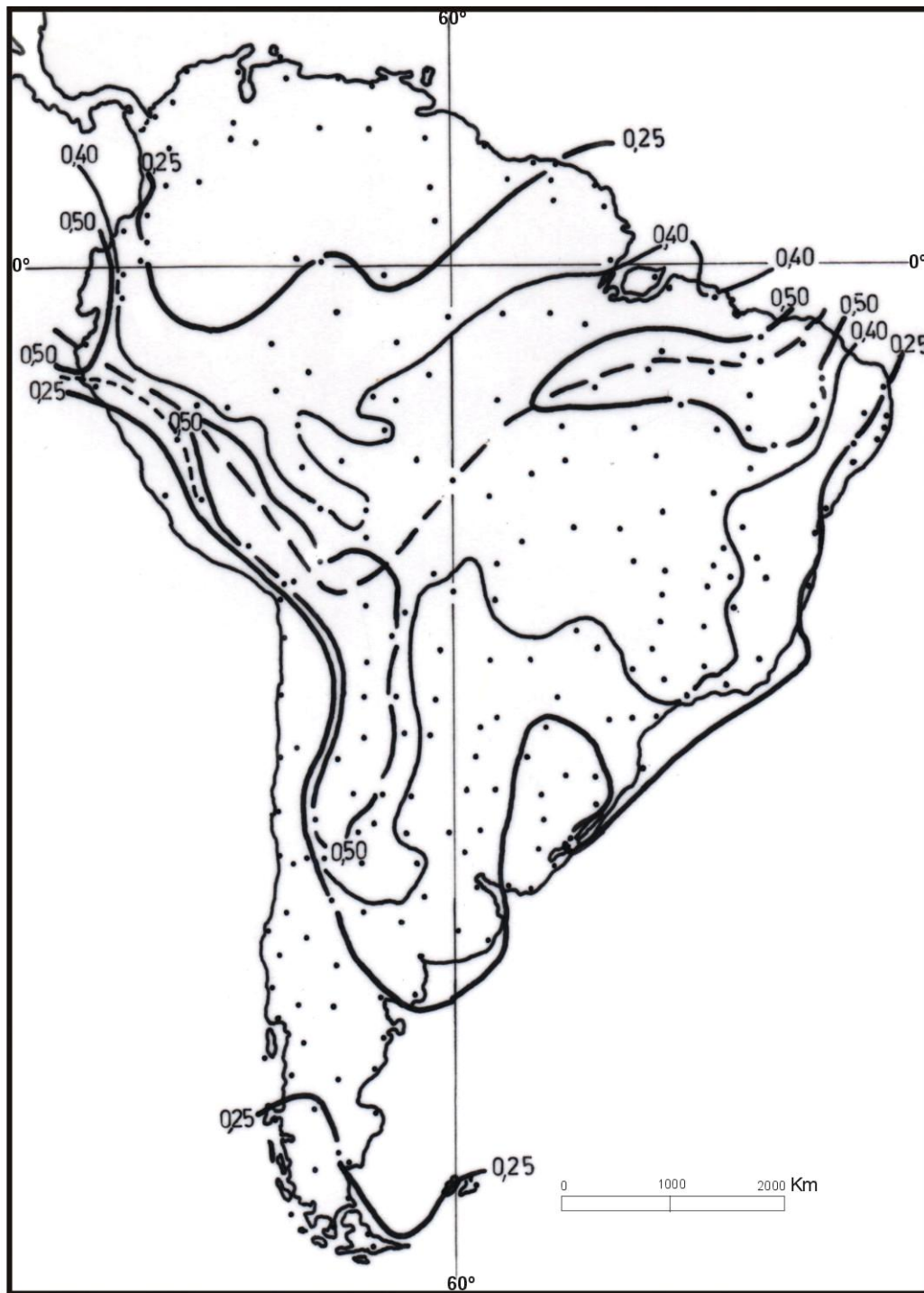


Figura 4: Concentración estival (trimestre EFM) de la precipitación en porcentaje sobre el total anual. Se indica el eje de máxima concentración con línea quebrada. Fuente de los datos:FAO (1985).

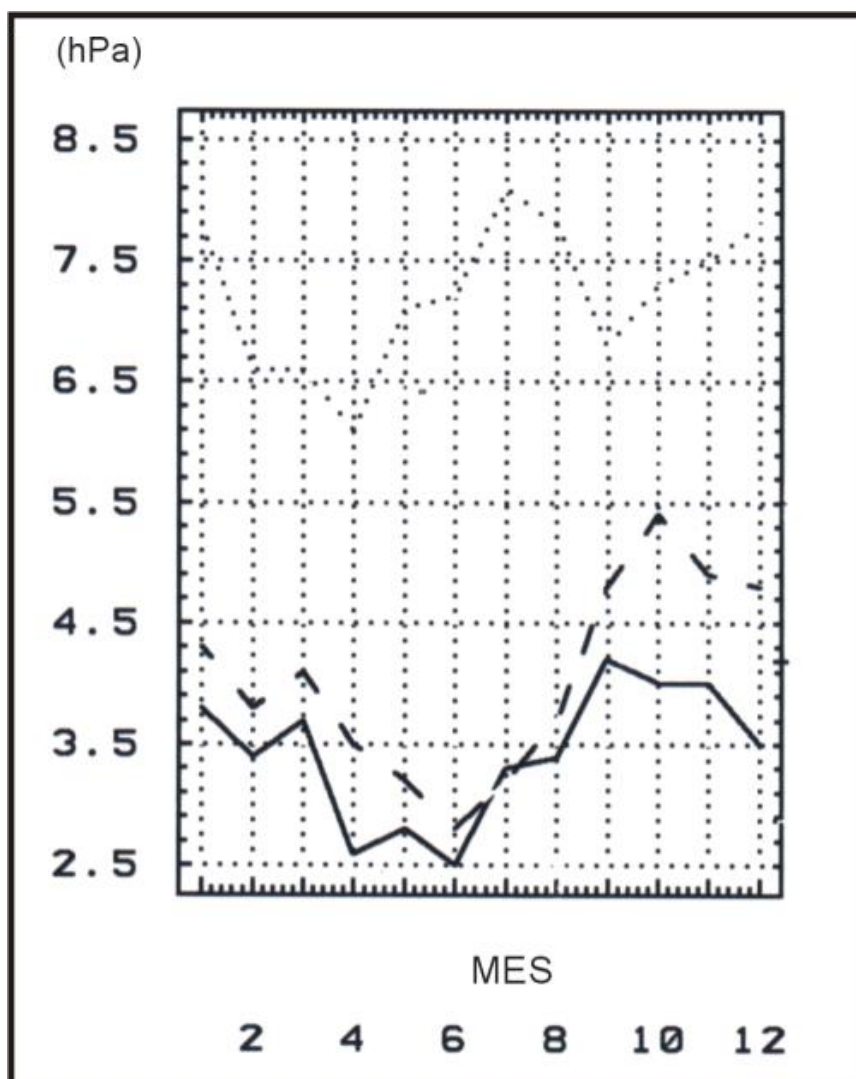


Figura 5: Diferencias de presión al nivel del mar entre el Litoral y el Continente. La línea solida indica la diferencia de presión entre Buenos Aires y Córdoba, la quebrada entre Buenos Aires y Tucumán y la punteada entre Río de Janeiro y Tucumán.

Figura 6 a- Tipo 1- 04-02-10- 66.66%

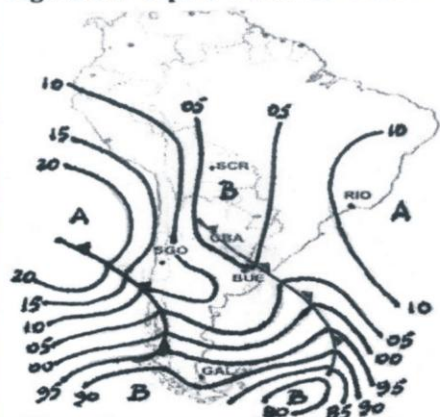


Figura 6 b- Tipo 2- 27-03-10- 8.89%

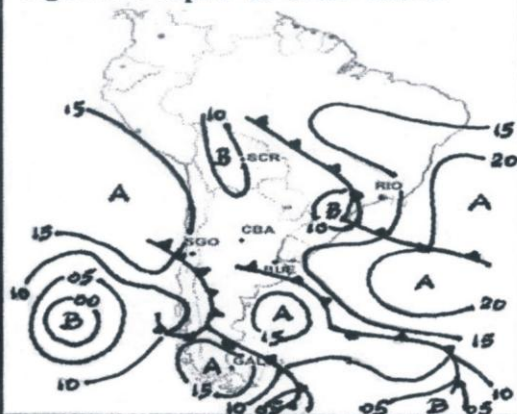


Figura 6 c- Tipo 3- 15-02-10- 5.56%

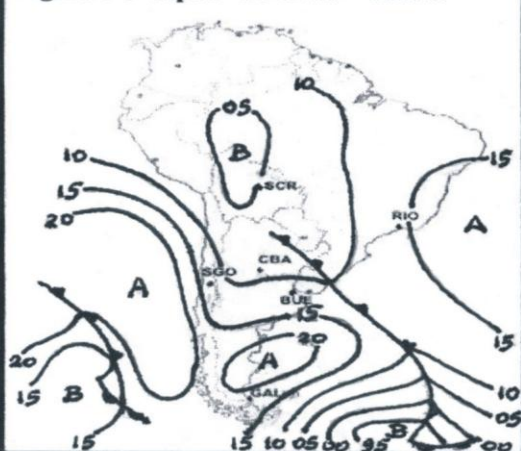


Figura 6 d- Tipo 4- 14-03-10- 5.55%

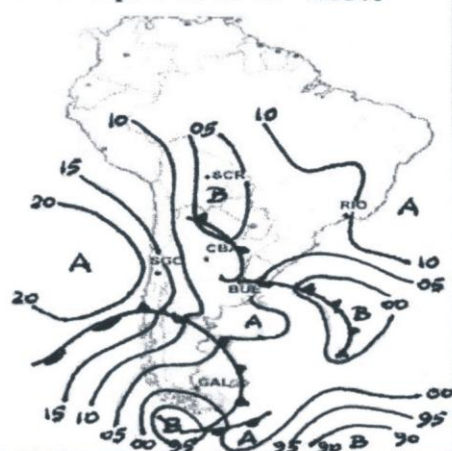


Figura 6 e- Tipo 5- 02-03-10- 4.44%

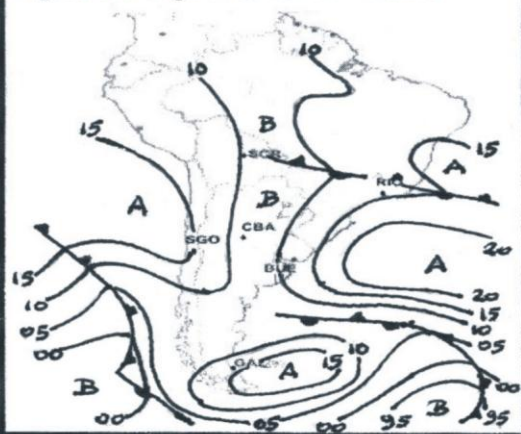


Figura 6 f- Tipo 6- 25-02-10- 3.33%

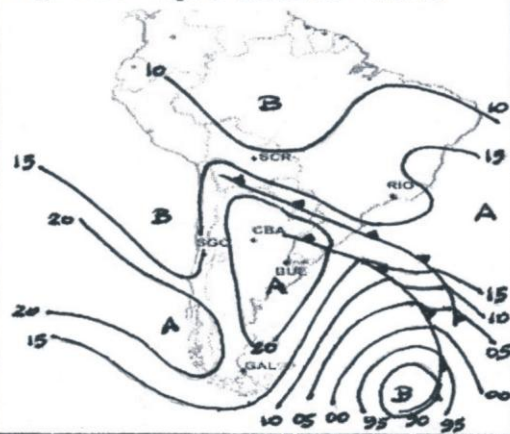


Figura 6 g- Tipo 7- 09-03-10- 3.33%

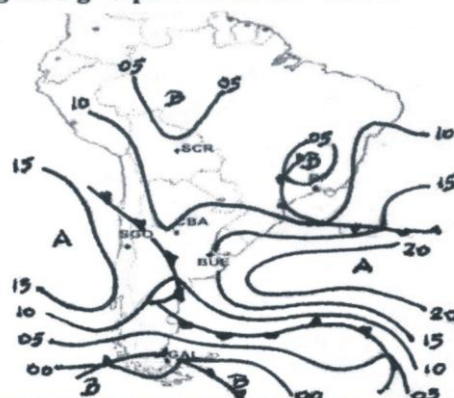
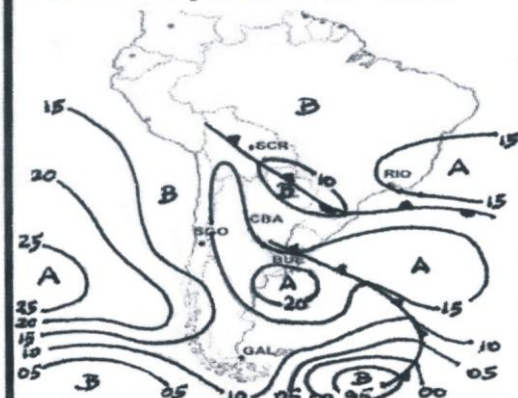


Figura 6 h- Tipo 8- 28-02-10- 2.22%



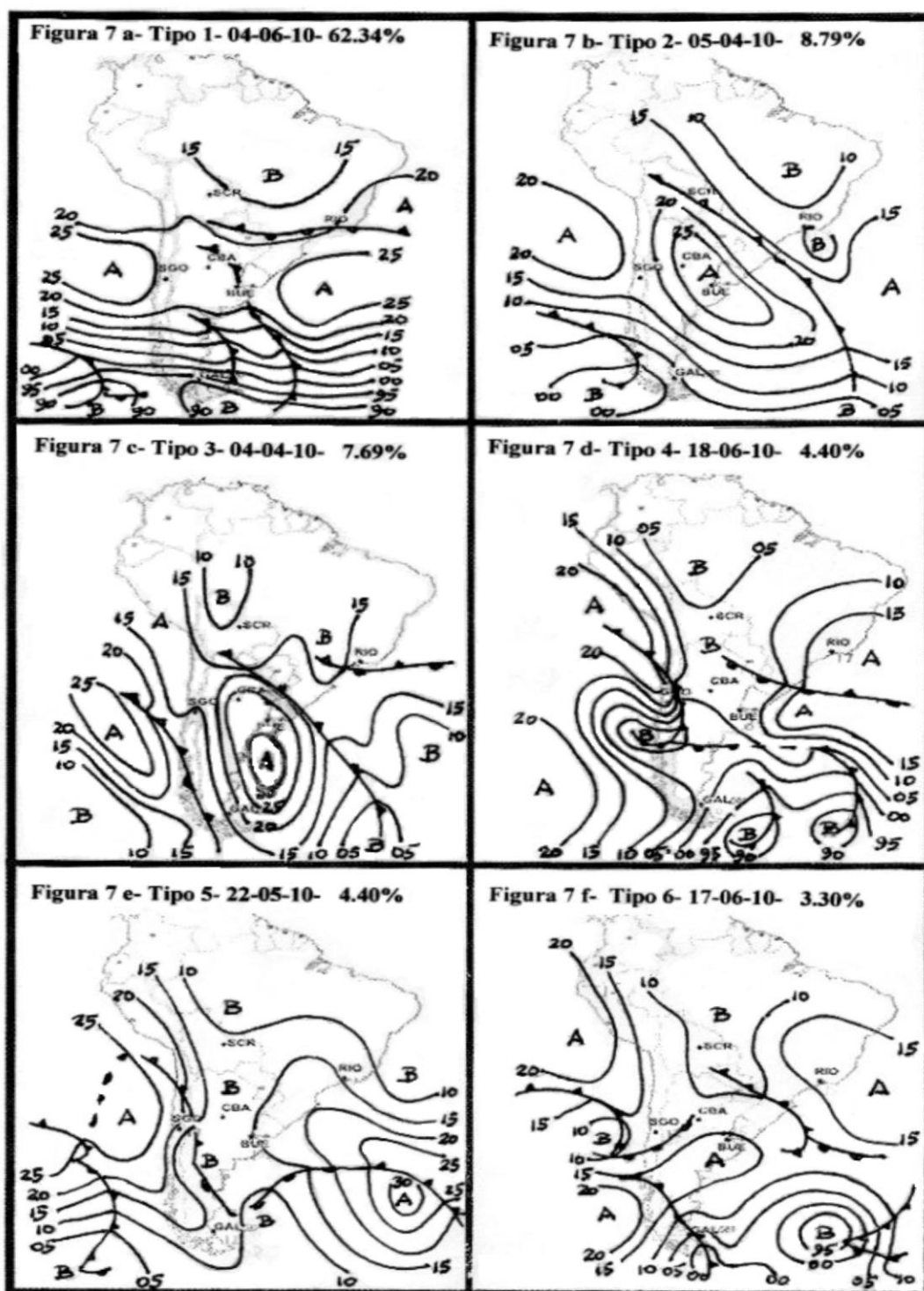


Figura 7 g- Tipo 7- 02-04-10- 3.30%

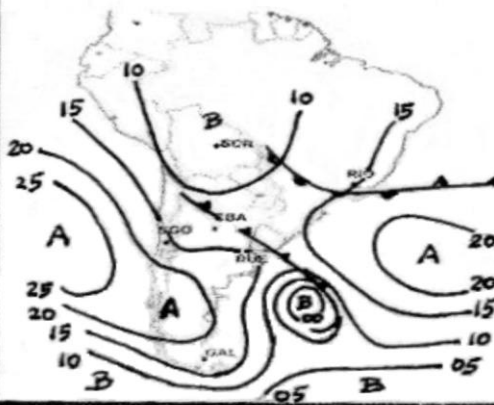


Figura 7 h- Tipo 8- 12-04-10- 2.20%

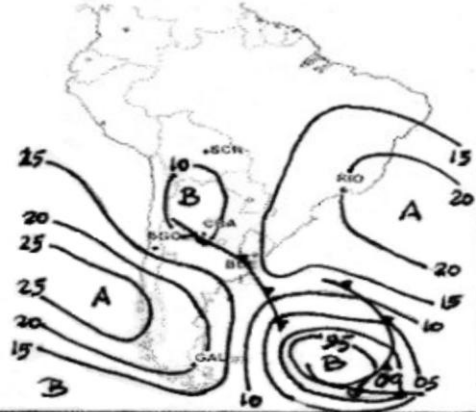


Figura 7 i- Tipo 9- 22-04-10- 3.29%

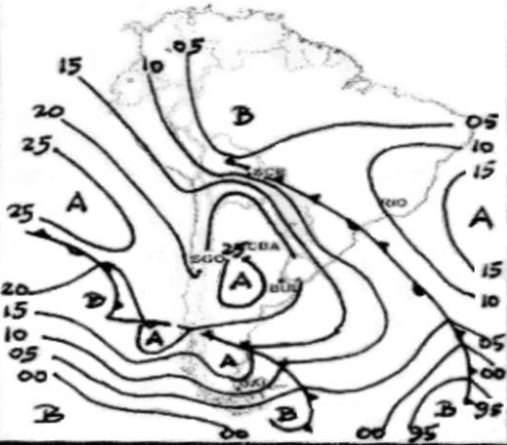


Figura 8 g- Tipo 7- 14-07-10- 3.26%

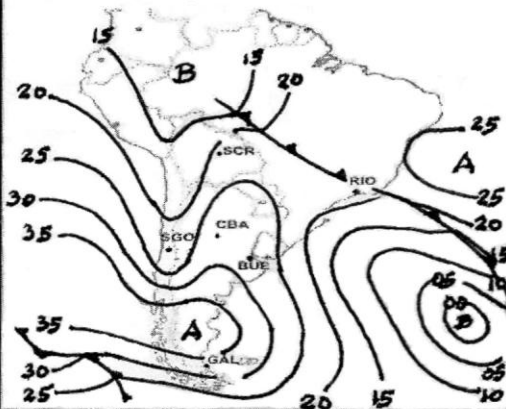


Figura 8 h- Tipo 8- 13-08-10- 2.17%

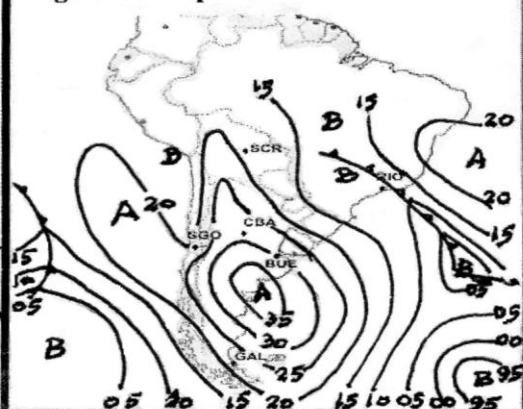


Figura 8 i- Tipo 9- 29-07-10- 3.26%

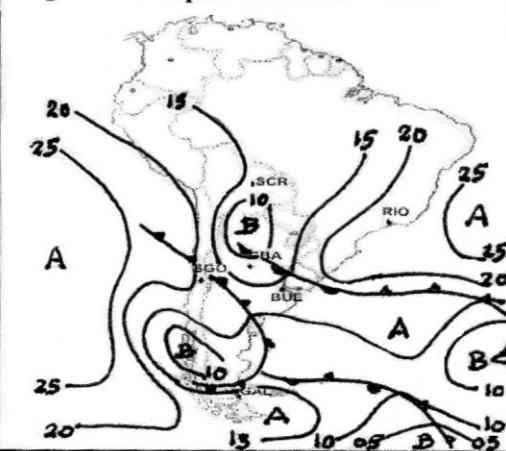


Figura 9 j- Tipo 10- 06-09-10- 2.17%

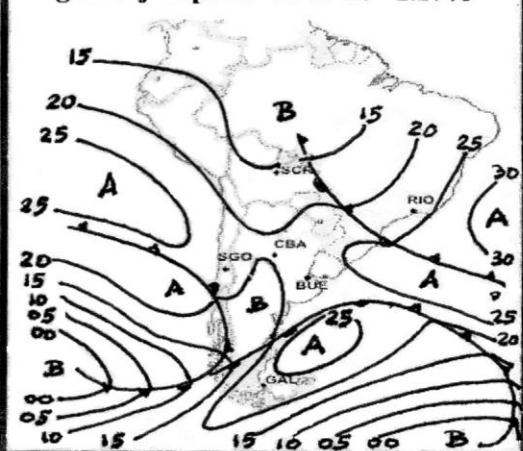


Figura 8 g- Tipo 7- 14-07-10- 3.26%

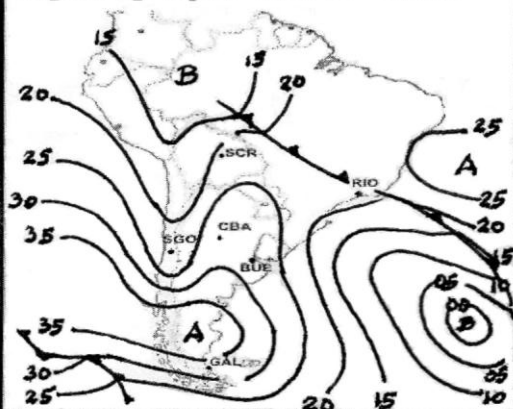


Figura 8 h- Tipo 8- 13-08-10- 2.17%

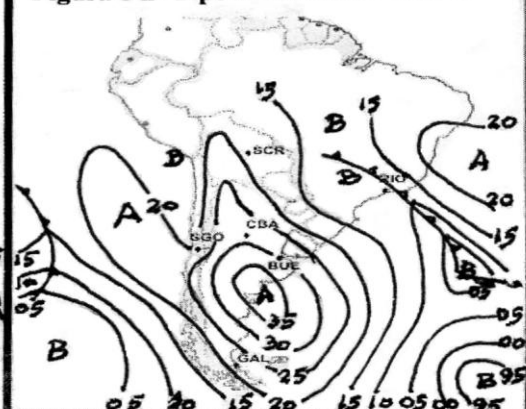


Figura 8 i- Tipo 9- 29-07-10- 3.26%

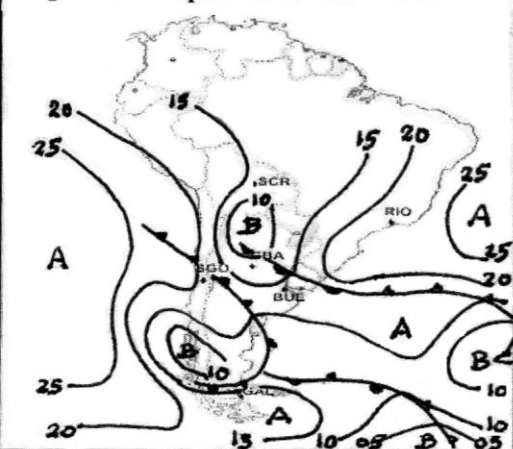


Figura 9 j- Tipo 10- 06-09-10- 2.17%

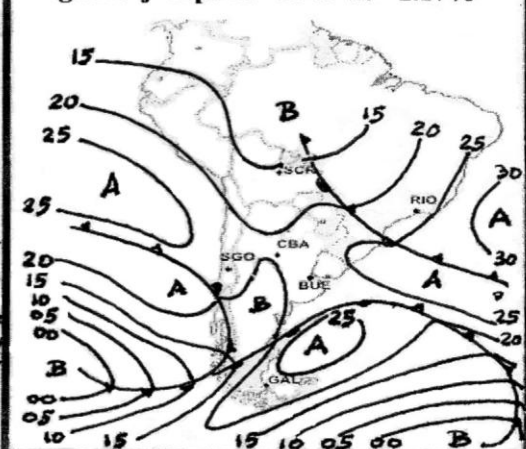


Figura 9 a- Tipo 1- 24-11-10- 51.09%

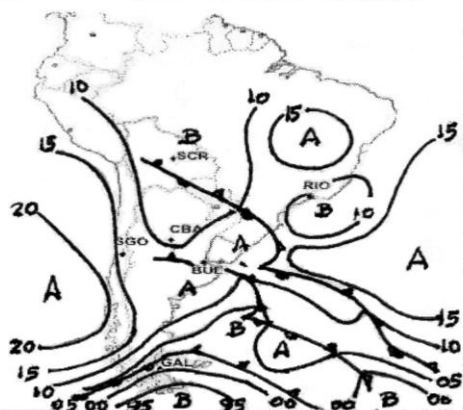


Figura 9 b- Tipo 2- 28-11-10- 19.56%



Figura 9 c- Tipo 3- 24-10-10- 10.87%

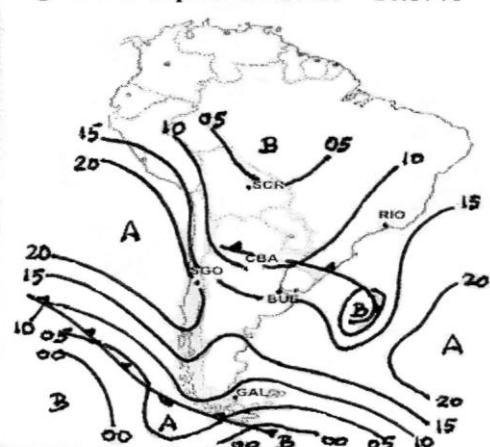


Figura 9 d- Tipo 4- 01-10-10- 5.43%

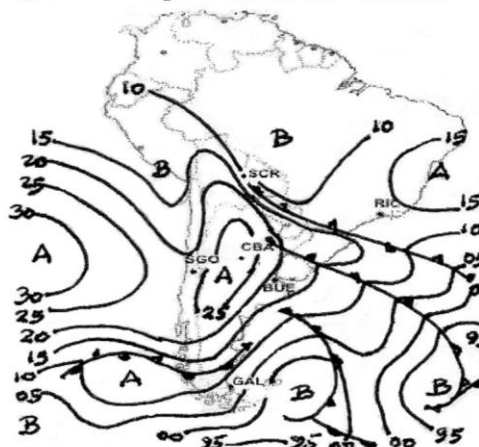


Figura 9 e- Tipo 5- 22-12-10- 6.52%

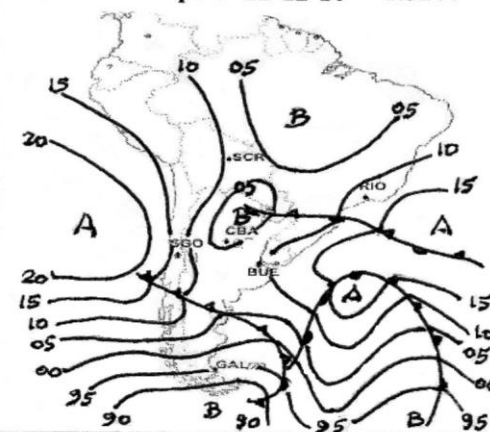
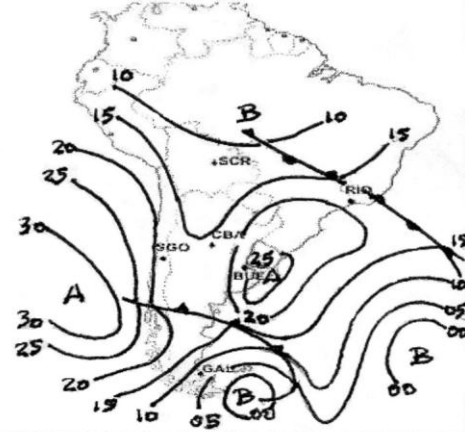


Figura 9 f- Tipo 6- 11-11-10- 6.52%



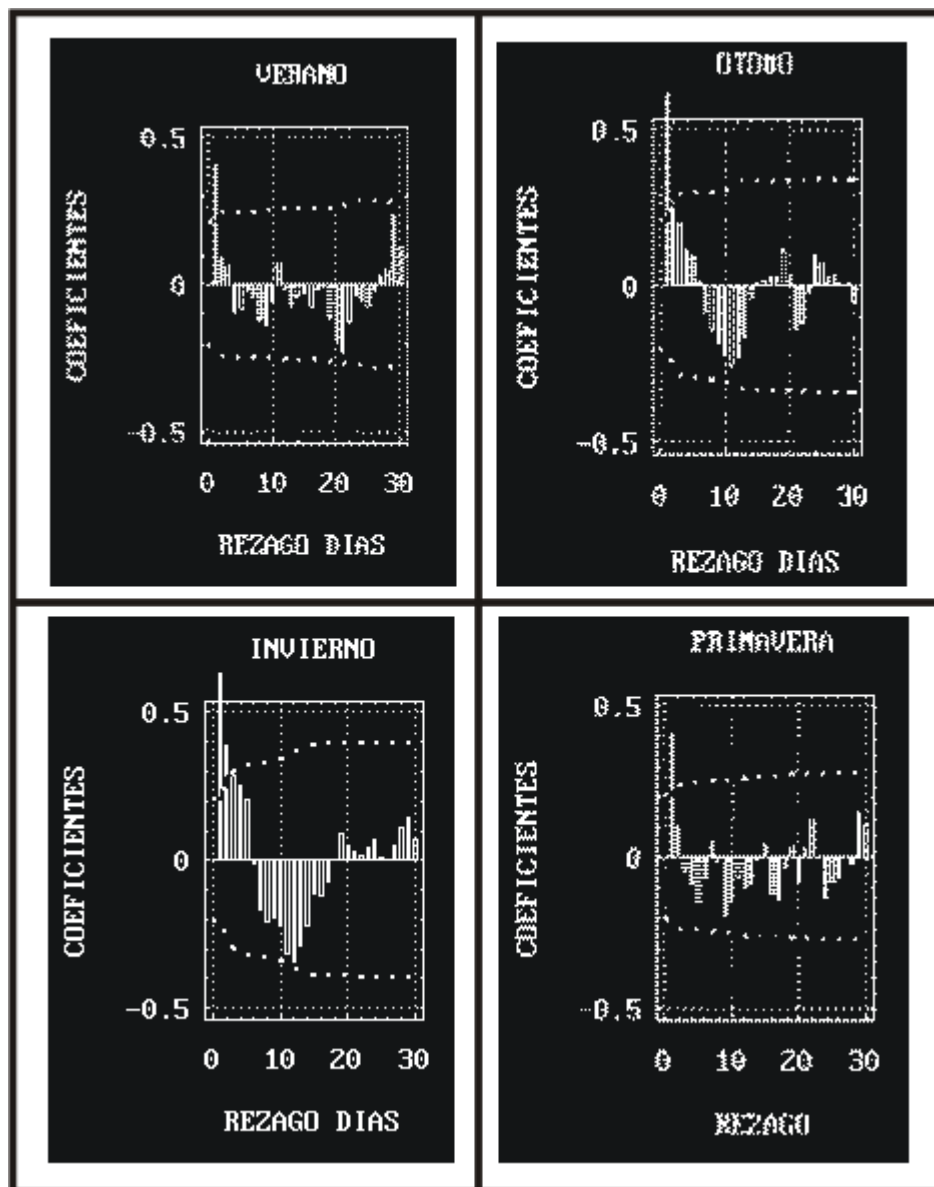


Figura 10: Correlogramas de las temperaturas mínimas sin tendencia en Santa Cruz-Bolivia para las cuatro estaciones del año 2010, y niveles de significación al 5%.

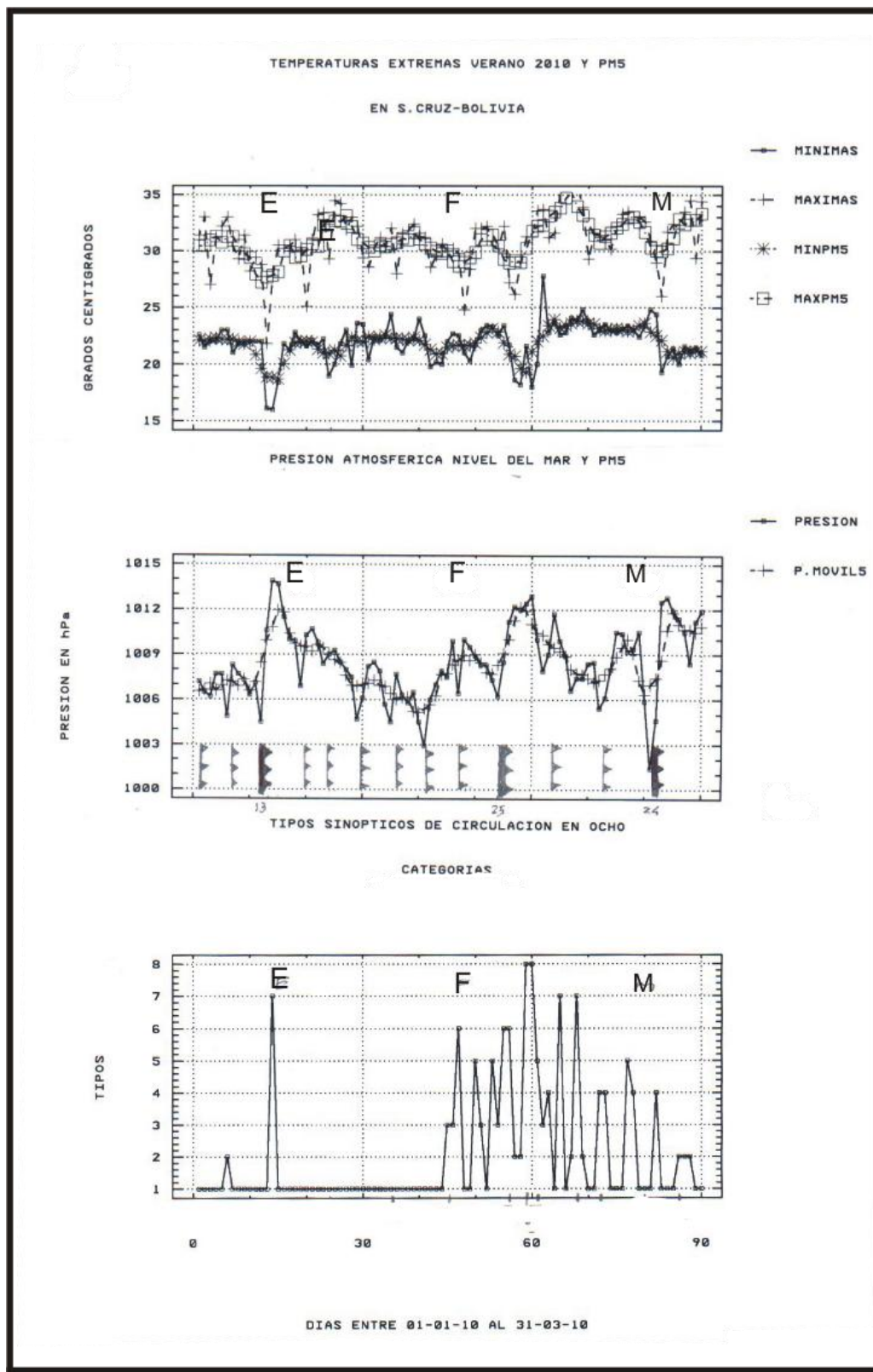


Figura 11: Meteograma diario Santa Cruz (Bolivia) en verano. Arriba temperaturas, al centro presion atmosferica al nivel del mar y abajo tipos de circulación sinóptica para cada día.

En la figura del centro se indica la actividad frontal fria débil o intensa.

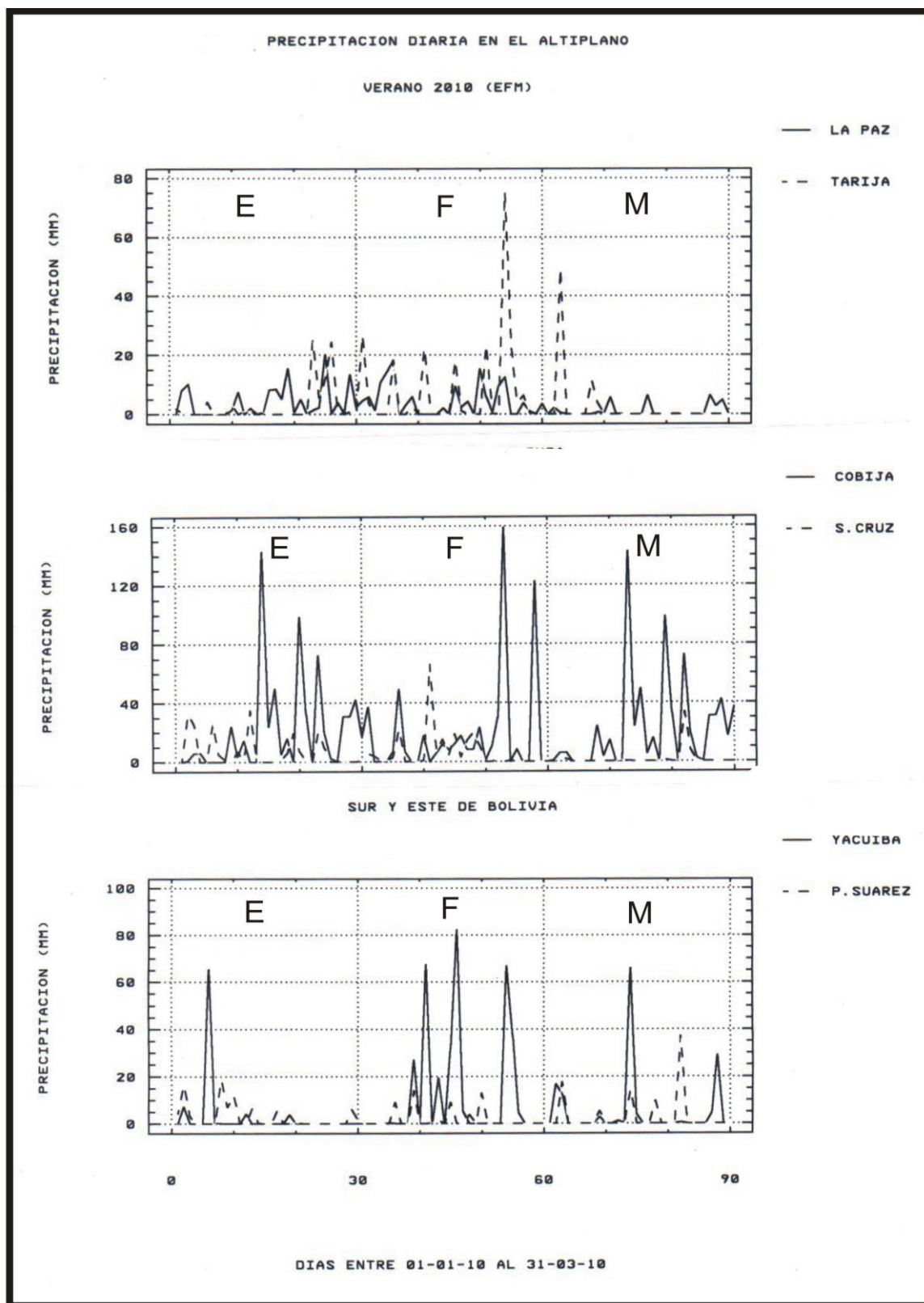


Figura 12: Precipitación diaria en 6 localidades representativas de Bolivia en verano.

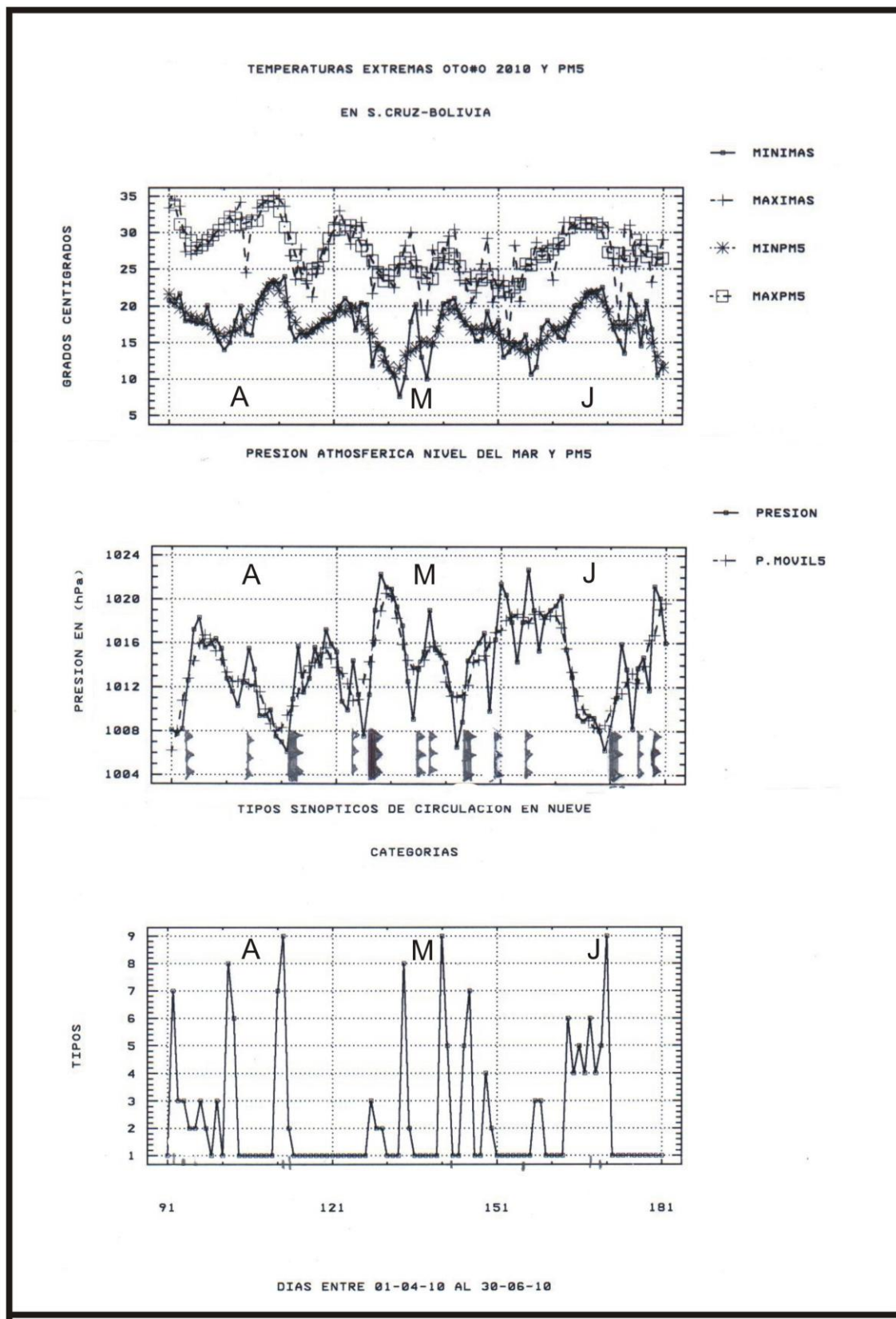


Figura 13: Meteograma Santa Cruz (Bolivia) en otoño. Arriba temperaturas, al centro presión atmosférica al nivel del mar y abajo tipos de circulación atmosférica asociada a cada día. En la figura del centro se indica la actividad frontal fría débil o intensa.

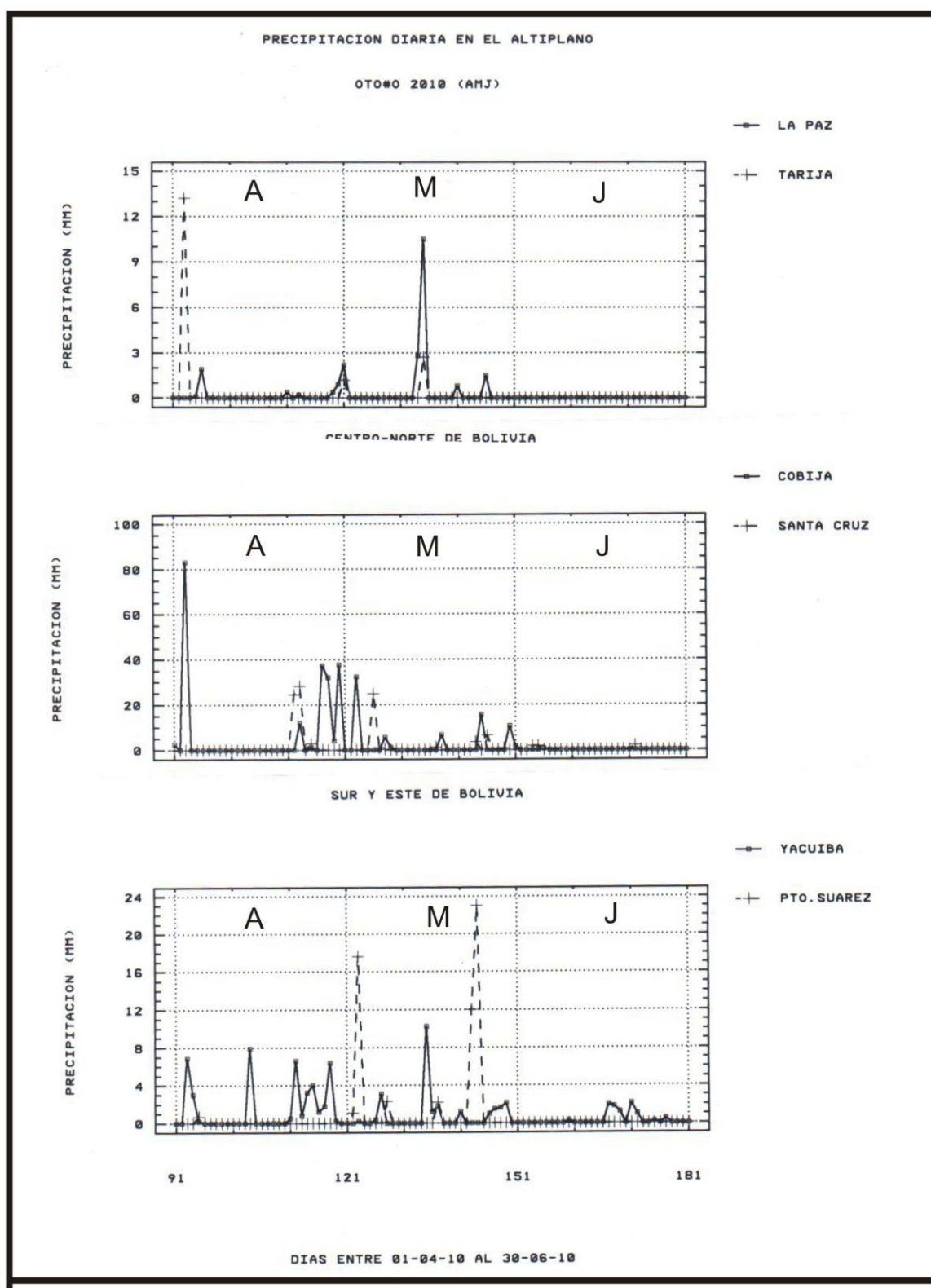


Figura 14: Precipitación diaria en 6 localidades representativas de Bolivia en otoño.

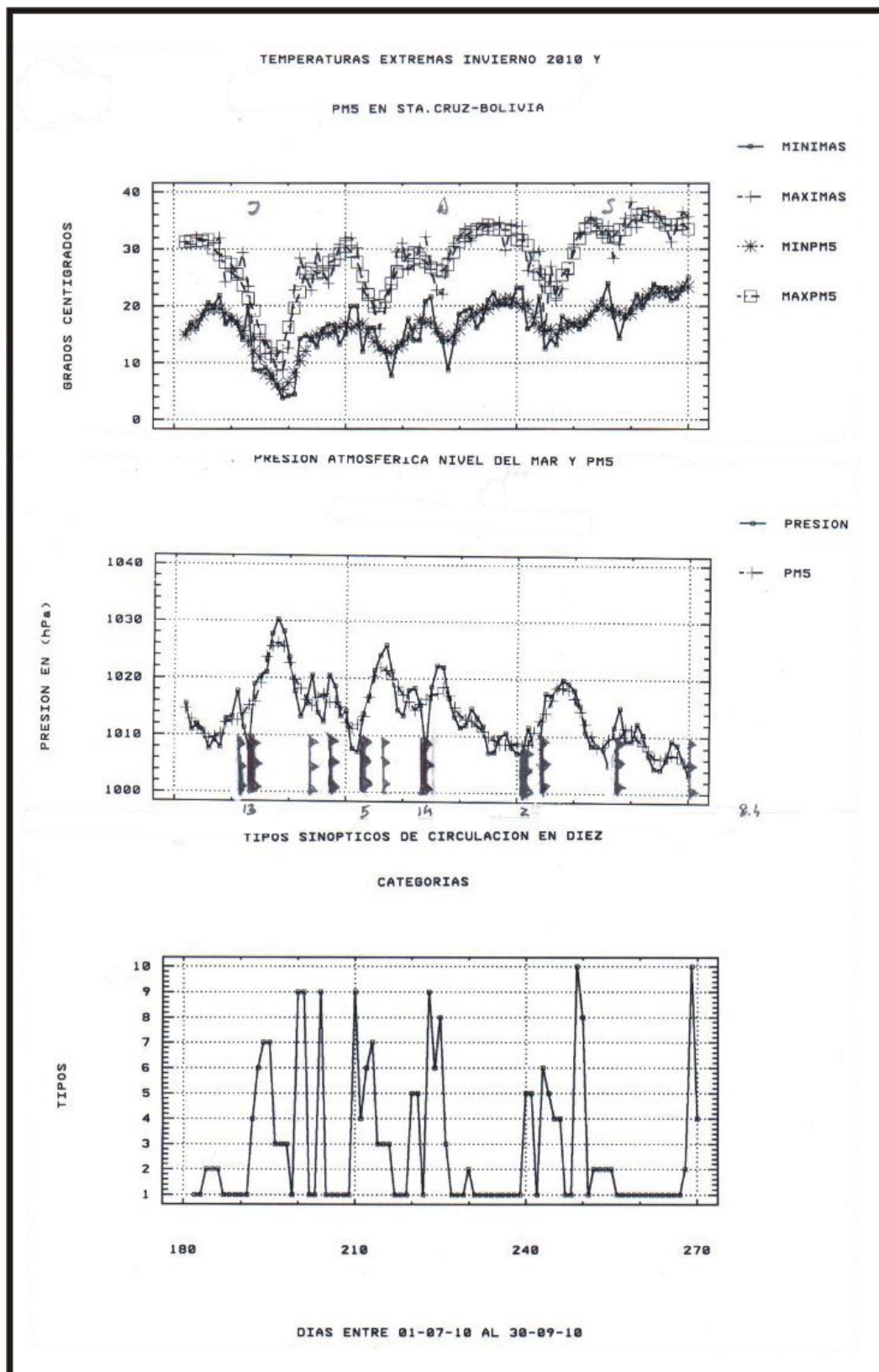


Figura 15: *Meteograma diario de Santa Cruz (Bolivia) em invierno. Arriba temperaturas, al centro presión atmosférica a nivel del mar y abajo tipos de circulación sinóptica asociada a cada día.*

En la figura del centro se indica actividad frontal fría débil o intensa.

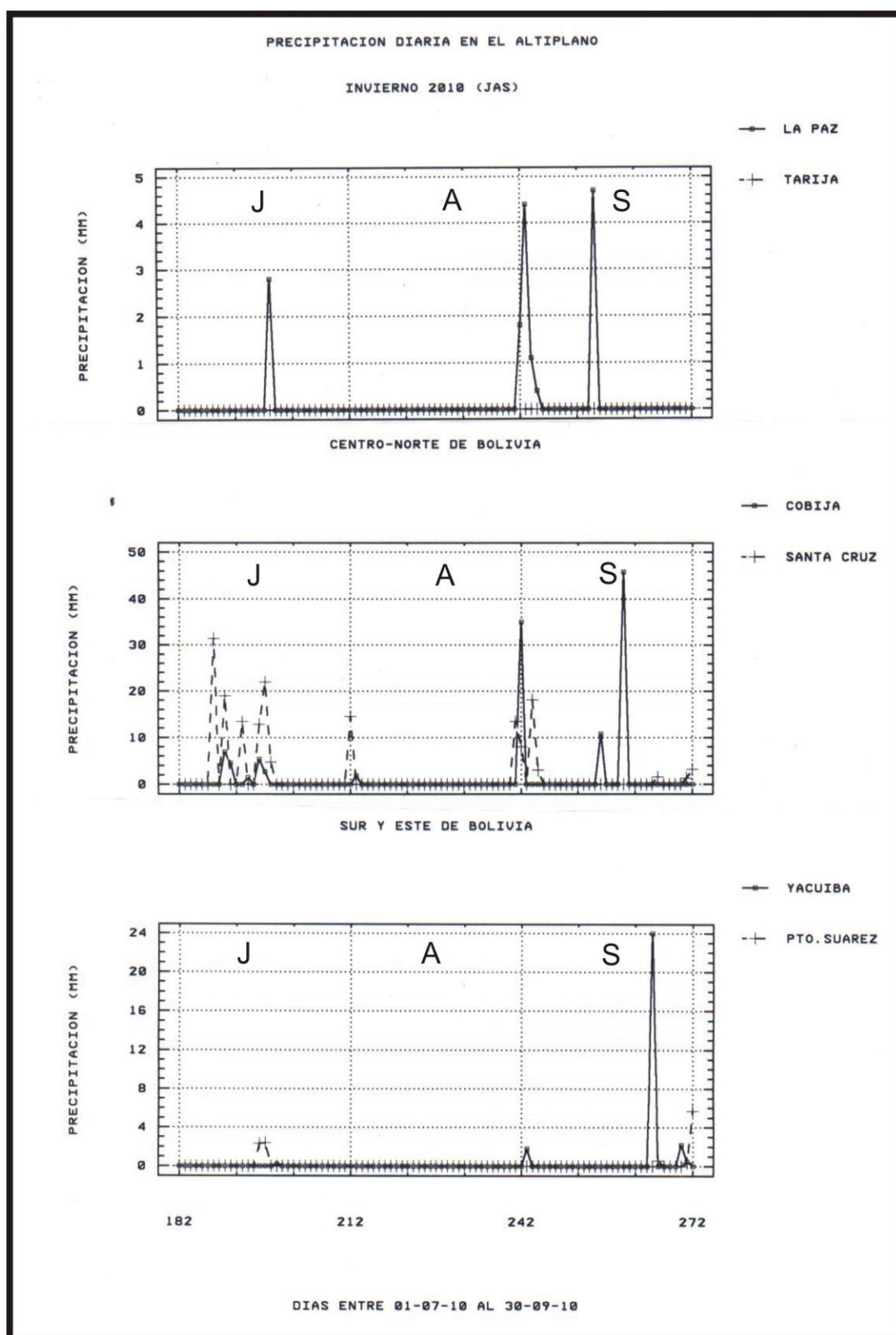


Figura 16: Precipitaciones diarias en 6 localidades representativas en Bolivia en invierno.

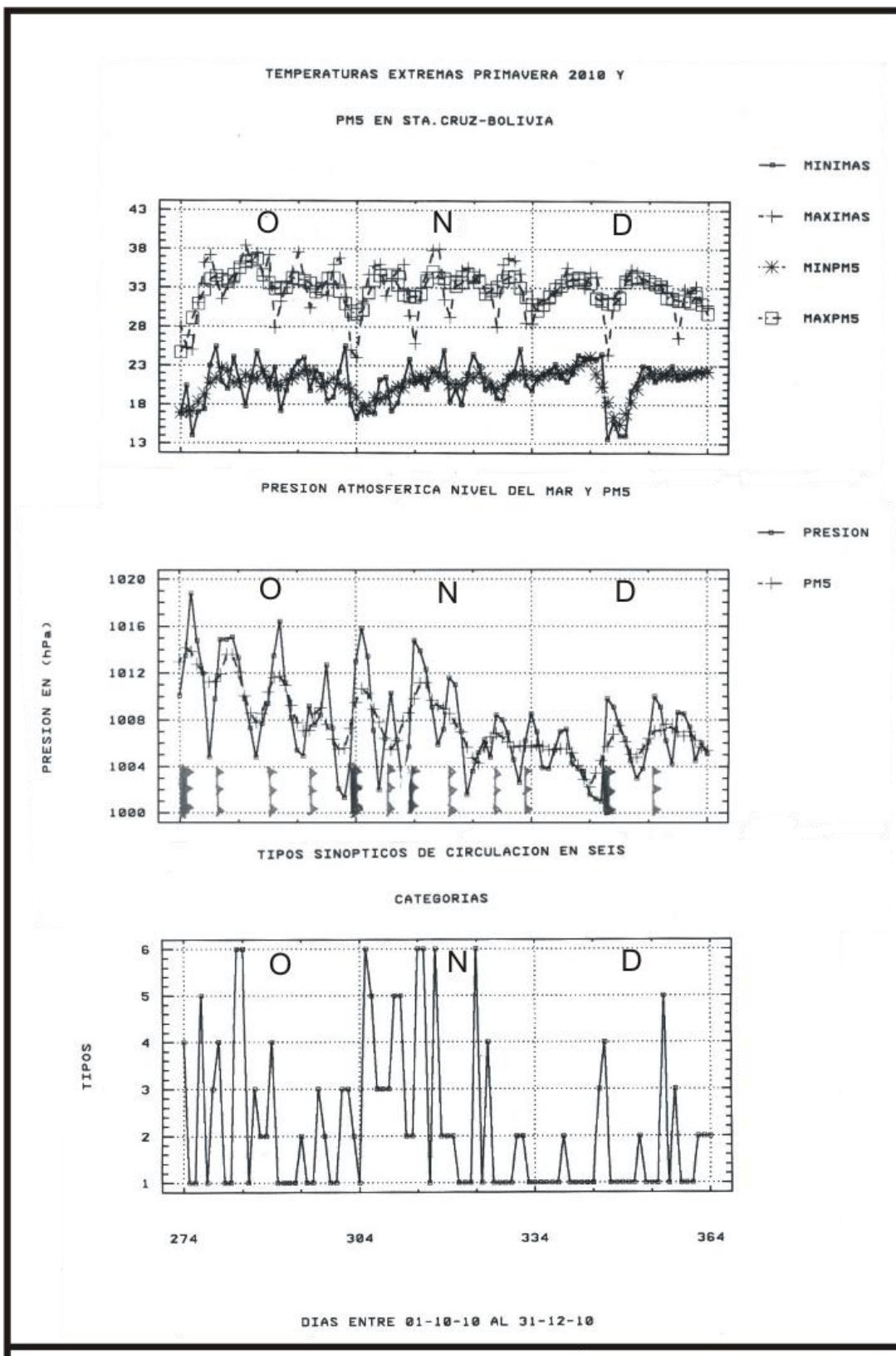


Figura 17: *Meteograma diario de Santa Cruz (Bolivia) en primavera. Arriba temperaturas, al centro presión atmosférica al nive del mar y abajo tipos de circulación sinóptica asociado a cada día. En la figura del centro se indica la actividad frontal fría débil o intensa.*

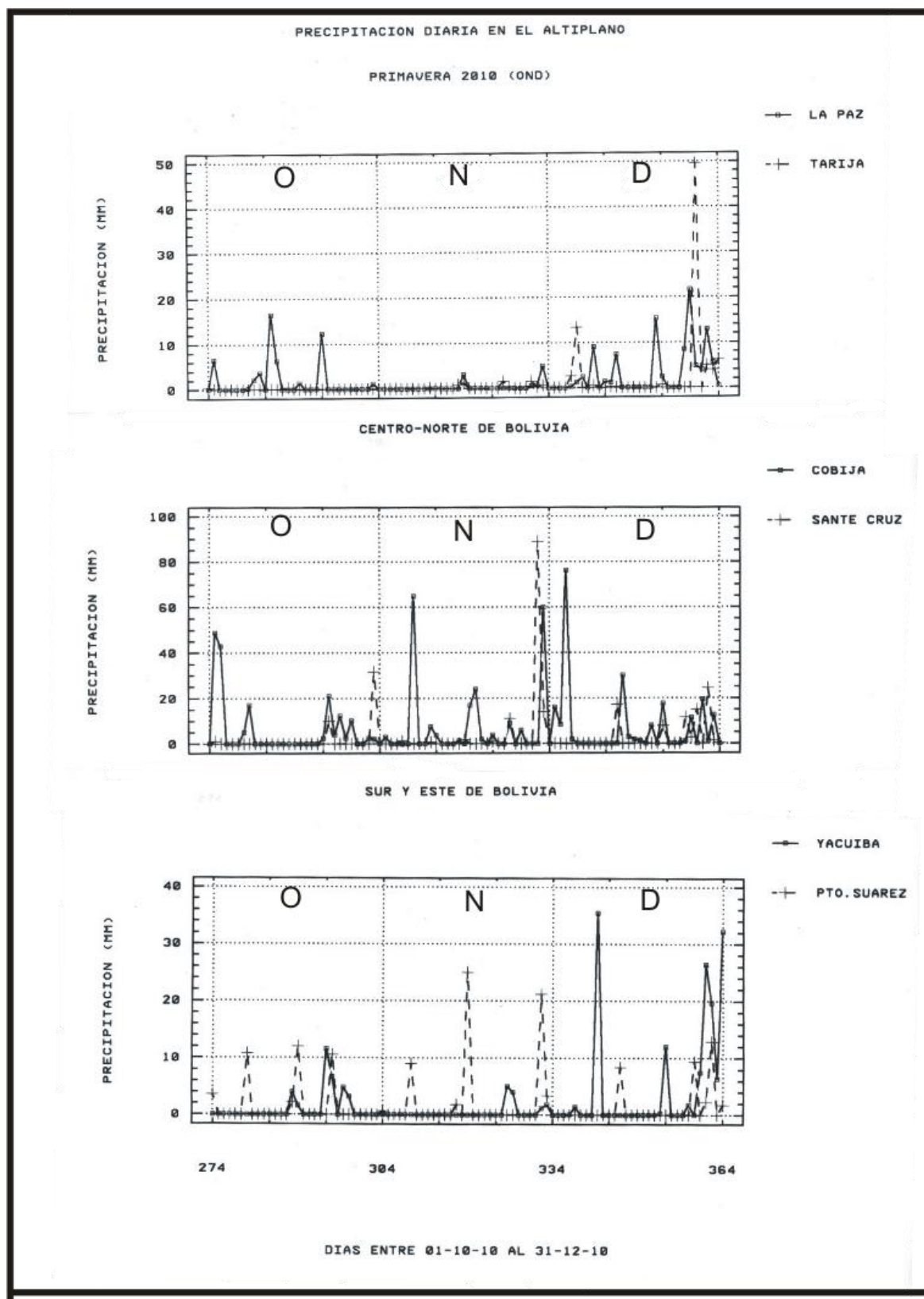


Figura 18: Precipitación diaria en 6 localidades representativas de Bolivia en primavera.

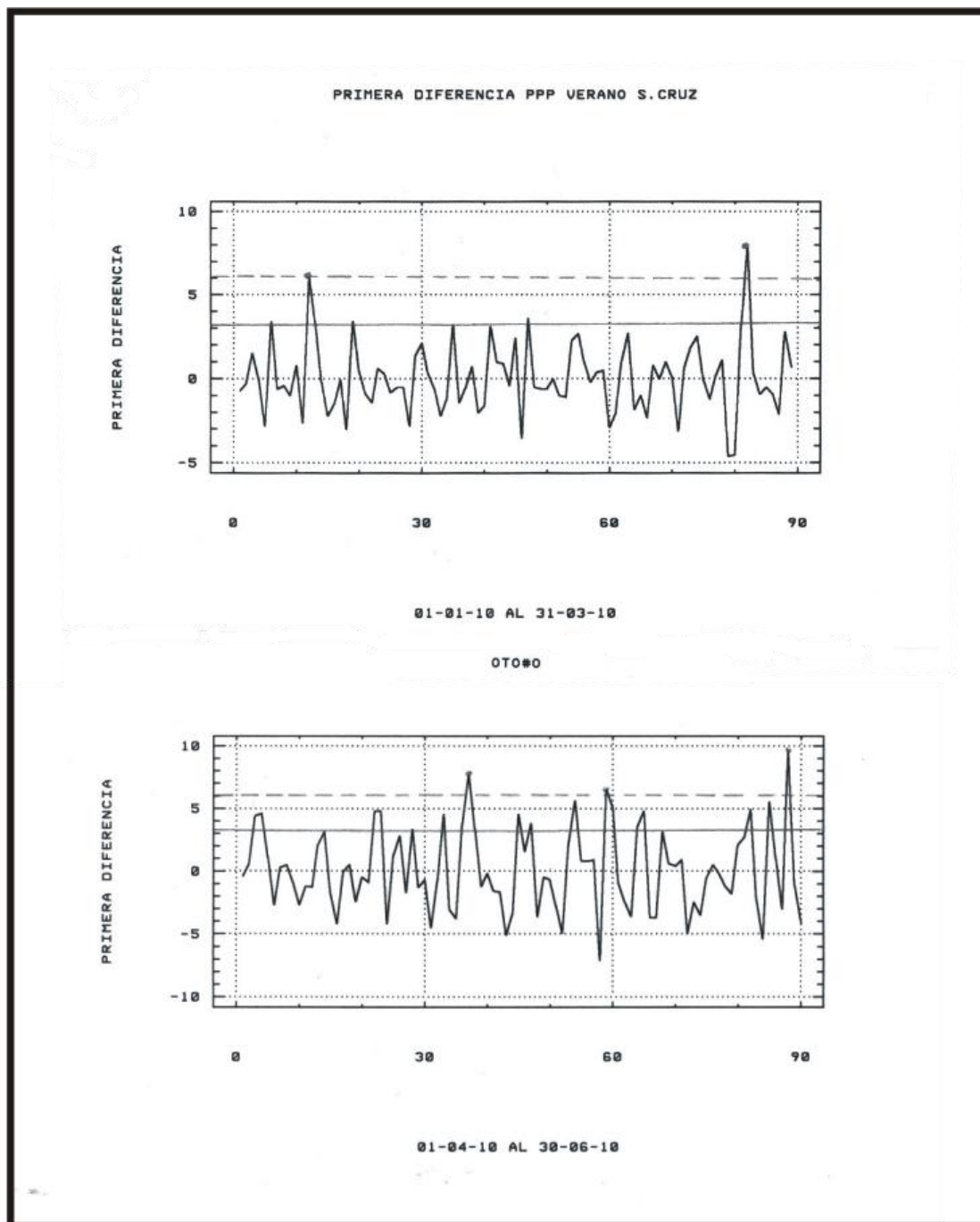


Figura 19: Primeras diferencias (entre un día) y otro de la presión atmosférica reducida al nivel del mar en Santa Cruz de la Sierra para el verano y otoño.

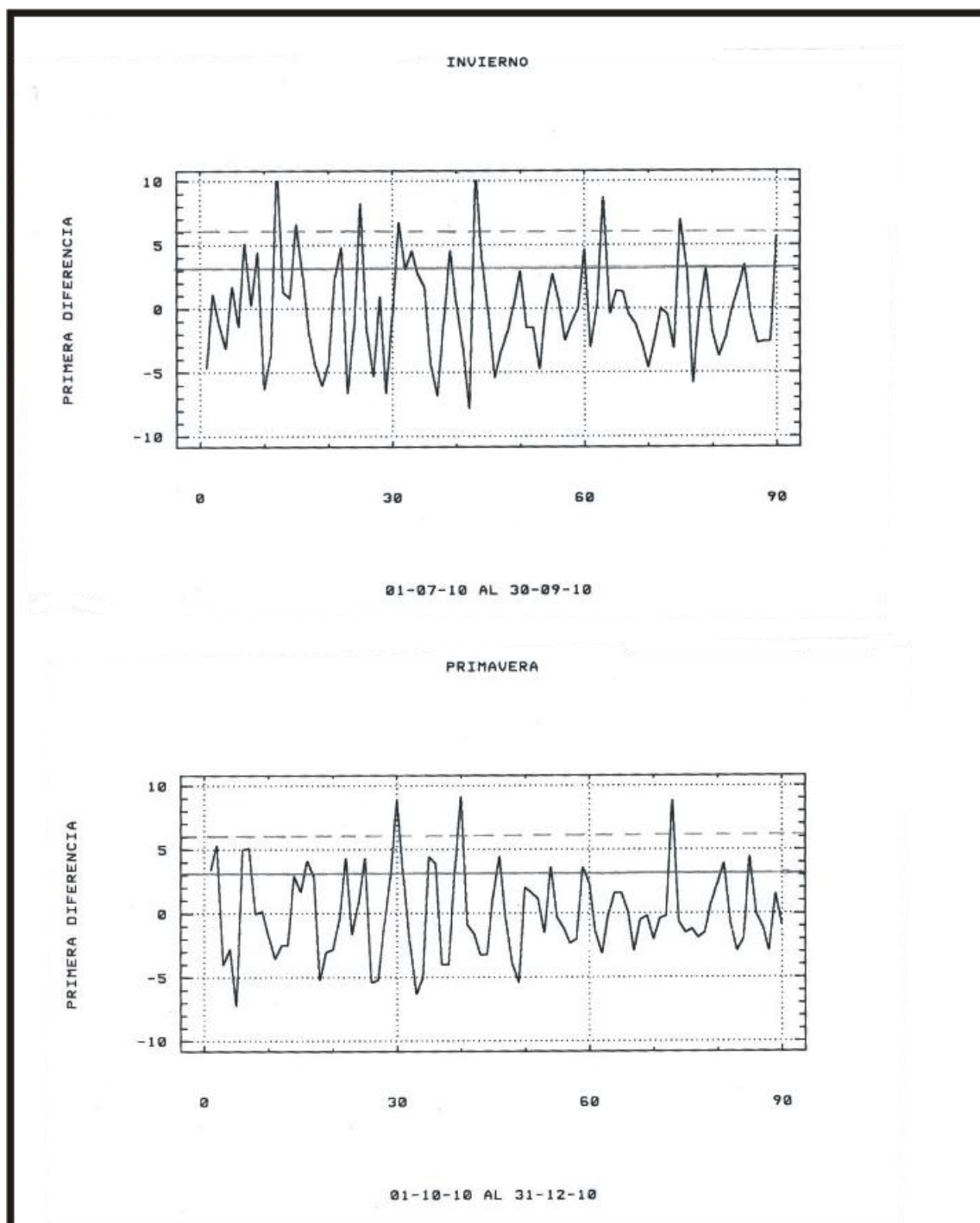


Figura 20: Primeras diferencias (entre un día y otro) de presión atmosférica reducidos al nivel del mar en Santa Cruz de la Sierra para invierno y primavera.

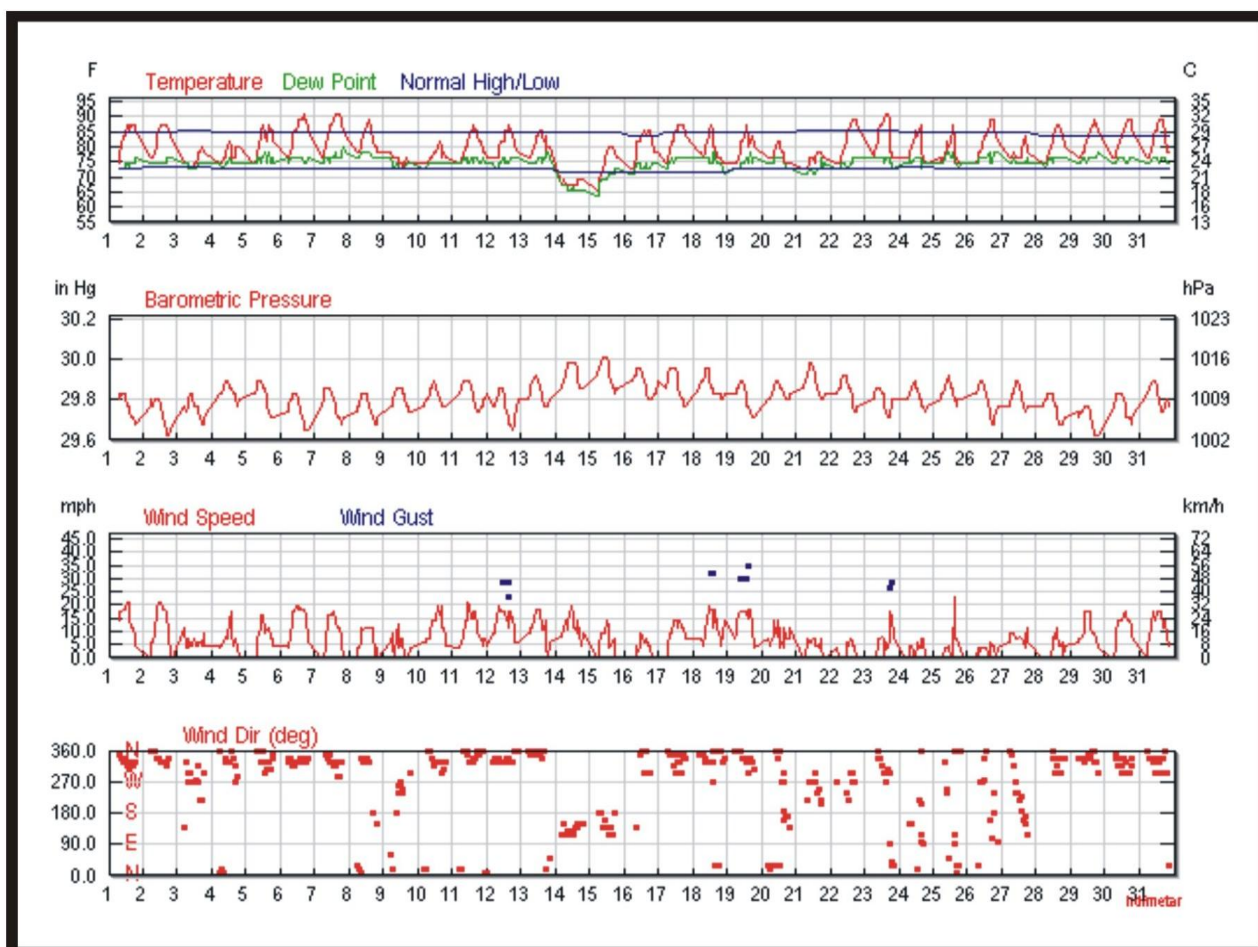


Figura 21: *Meteorograma del mes de Enero de 2010 para la ciudad de Trinidad.*

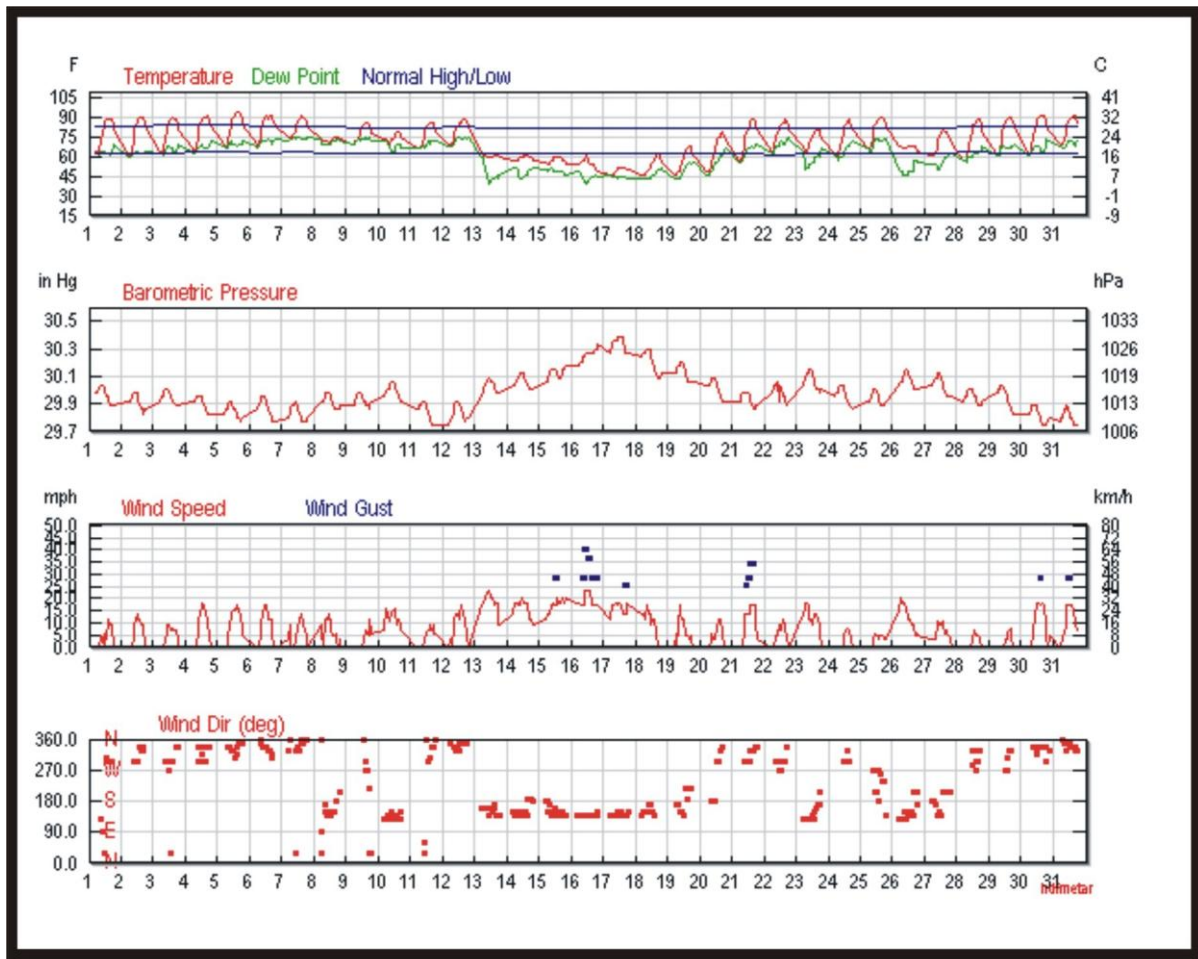


Figura 22: *Meteograma del mes de Julio de 2010 para la ciudad de Trinidad.*

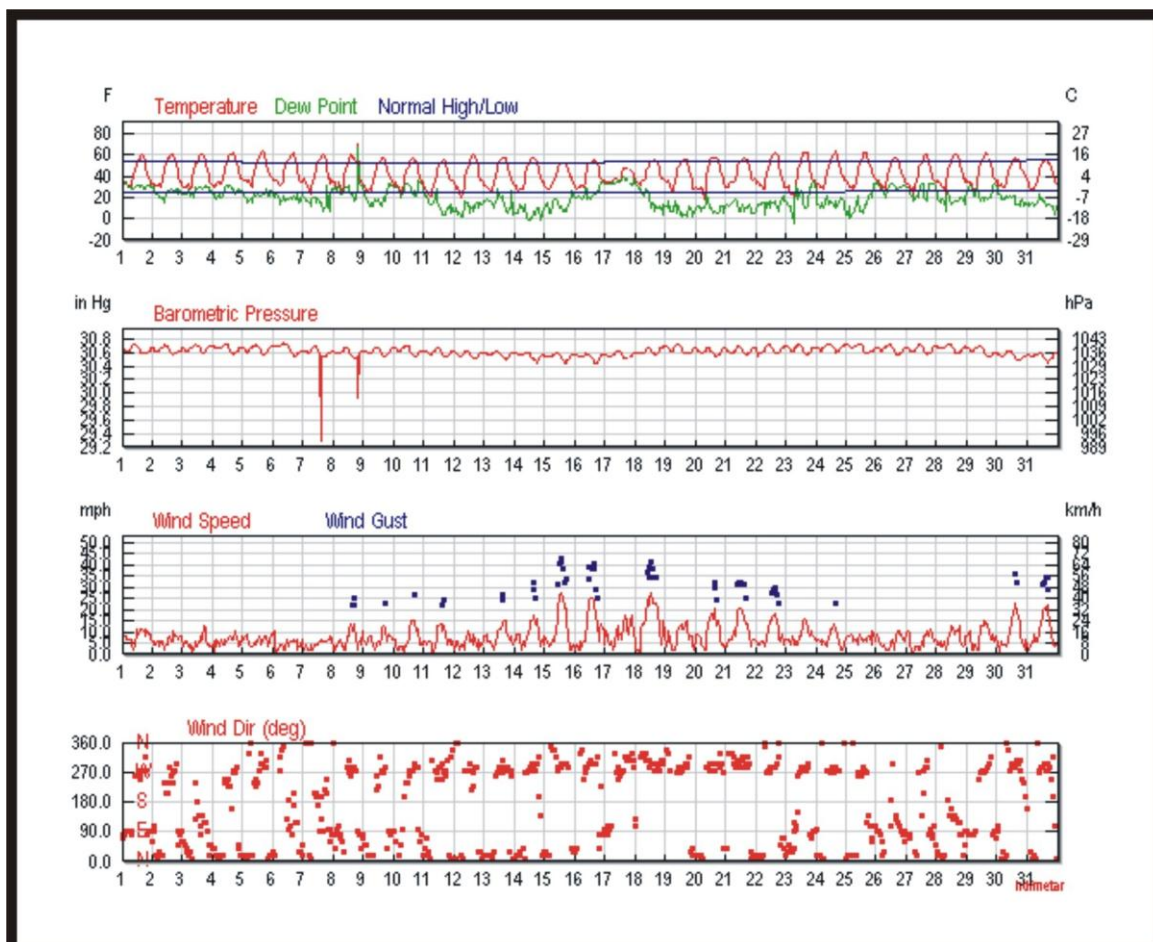


Figura 23: Meteograma del mes de Julio de 2010 para la ciudad de La Paz.

CAPÍTULO 4

LA COMPONENTE DE CIRCULACIÓN EN MESOESCALA Y ESCALA LOCAL-VIENTOS

Juan L. Minetti (1) y Darío P. Ovejero (2)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS)-CONICET-Dpto. de Geografía-UNT.

(2) LCS.

*Para entender la circulación regional en Bolivia, se ha desarrollado previamente un capítulo en gran escala en Sudamérica y otro en mesoescala sobre Bolivia a continuación. Aún así, estos son insuficientes para analizar las circulaciones locales de tipo anabático (ascendentes) y catabáticos (descendentes) como lo manifestara Johnson (1976) al explicar la importancia de las brisas de valle y montaña. Las **figuras 1 y 2** muestran los campos de la presión atmosférica media reducida al nivel medio del mar en los meses de Enero y Julio (Hoffmann, 1992). En ella pueden verse la evolución estacional de la depresión continental (BC), con su profundización en el verano para el NOA-Bolivia, y también los cambios latitudinales de las posiciones de los anticiclones subtropicales de los O.Pacífico-Atlántico respectivamente. Las **figuras 3 y 4** muestran las isohipsas del nivel de 300 hPa, alrededor de 9500m snm para Enero y Julio (Taljaard y otros, 1969), donde se destaca en verano (Enero), el desarrollo de una alta presión en altura invertida con la baja presión de superficie, delatando a un sistema térmico de respuesta hidrostática, semejante al observado en Asia con algunas variantes. En el invierno (Julio) la circulación sería netamente zonal (del Oeste) y no aparece el sistema de presión térmico. Este sería el centro del monzón Sudamericano. Los efectos térmicos y dinámicos de verano e invierno juegan un papel decisivo en las profundizaciones sistemáticas de la BC. Los vientos que se desarrollan de acuerdo a las intensidades de esta BC en el Gran Chaco y las situaciones sinópticas presentes, tales como el Pampero, Sudestada, Sudazo en Bolivia, Zonda y brisas de valles-montañas, son temporarios y asumen importancia en algunas regiones (Prohaska, 1976).*

Al Norte de Patagonia-Argentina, la presencia de la BC divide al régimen de vientos de dominio zonal (Oestes) en Patagonia, a dominio meridional (N-S) sobre el Subtrópico-Trópico. El eje N-S de esta BC separa a los regímenes meridionales de los vientos de componente Norte y Sur en ambos flancos (Este y Oeste respectivamente). Los primeros son vientos que dominan en el Gran Chaco y los segundos sobre Cuyo- La Puna (Argentina) y Altiplano (Bolivia) como un balance entre los bordes anticiclónicos del Atlántico y Pacífico con la BC respectivamente. Es importante resaltar sin embargo que los gradientes de presiones son más intensos entre el borde anticiclónico del O.Pacífico Sur con la BC que los del O.Atlántico, y esto no se ve reflejado en velocidades mayores de los vientos de componente Sur sobre la Norte alrededor de la misma. Esto se debería a un efecto friccional y topográfico que impone la Cordillera al flujo gradiente.

Marcha estacional-espacial de los vientos: De las **figuras 5 a 8** (89-92 del ACB) pueden verse las circulaciones regionales prevalentes en las principales estaciones del año. Cuatro regiones se identifican en la circulación: **A)** Región de vientos flojos componente E; **B)** Dominio de los vientos del N-NO ubicada en el pie de cerro y llanoriorienta de Bolivia. **C)** Dominio de los vientos del S en Chile, Perú y porción SO de Bolivia sobre el Altiplano. **D)** Región donde la topografía juega un papel relevante en las direcciones de los vientos

frecuentes ubicada entre las dos anteriores, preferentemente en gran parte del Altiplano. Las **figuras 9 y 10** (93-94 del ACB) muestran a las direcciones frecuentes de los vientos por direcciones (en % de observaciones totales horarias, con rosa de los vientos de 16 direcciones).

Las direcciones prevalentes en la región central corresponden a vientos de componente N-S y otras de componente E-O sobre las tierras bajas del E y altas del O. Los principales cambios estacionales en las direcciones de los vientos se corresponden a los de aumento de frecuencia de vientos del Sur respecto de los del Norte en el paso de Enero a Julio en la zona central. Esto se ve claramente en las localidades del N de Bolivia donde no existen prácticamente vientos del Sur en Enero y hay un importante aumento de esta dirección en Julio. En el oriente y occidente del país los cambios se corresponden por la aparición de vientos de componente O.

Las **figuras 11 a 14** (84-87 del ACB) muestran a los campos de velocidades medias del viento en los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre, mientras que la **figura 15** (88 del ACB) representa al campo anual de esta variable. Todas ellas identifican a una alta velocidad de un chorro N-NO con más de 2-3 m/s (7.2-10.8 K/h) ubicado al E del principal cordón montañoso del país, ingresando por el NO y luego de pasar por el centro de Bolivia se dirige hacia Paraguay (ver Sta. Cruz). Este chorro de aire tropical de capas bajas llegando hasta superficie es designado como SALLJ (South American Low Level Jet- Chorro de aire de capas bajas) sería un importante mecanismo de ingreso de aire tropical-húmedo hacia la región en primavera-verano-otoño (Burgoa Mariaca, 2007) vinculado con los procesos de inestabilidad termodinámica y generación de tormentas (Berry e Inzunza, 1993). Las máximas velocidades se encuentran en el invierno y comienzos de la primavera (Julio-Septiembre). Más al Este de esta región se encuentra la llanura extendida hacia Brasil con vientos suaves de componente E (ver Corumbá). Estos vientos suaves tienen un máximo entre los meses de Julio y Septiembre igual que la zona central. Hacia el Oeste de la región los vientos dominantes obedecen al régimen anticiclónico del O.Pacífico Sur que da una circulación S, estimulada en ciertas épocas del año y horas del día por los efectos de las brisas del mar. En el SO de la región en el Altiplano se extiende esta influencia. Sus máximos se dan entre los meses de Diciembre a Febrero.

En el Altiplano propiamente dicho las direcciones y velocidades de los vientos responden más a cuestiones de orden topográfico con el juego de las brisas de valle-montaña (Prohaska, 1961). Un ejemplo de esto se puede ver en la **figura 16** en la localidad de Humahuaca-Argentina al S de la región de estudio. En este caso la localidad se encuentra ubicada en un valle de orientación N-S (Minetti y otros, 2005). Se destacan las zonas de menores velocidades del viento en los extremos NO y SO del país con menos de 1 m/s. Entre ambas regiones se destaca una zona más ventosa en la latitud de Sucre-Oruro con importantes cambios en las direcciones del viento con los meses. Hay cinco meses del N, cuatro meses del S y tres del E. En este caso la rotación N-S identifica a las brisas de valle-montaña. El **cuadro 1** da más información sobre los vientos dominantes y sus velocidades medias en una transecta E-O de Bolivia, desde Corumbá-Brasil hasta Arica-Chile.

Los efectos térmicos debidos a gradientes mar-tierra generan una intensificación de las velocidades del viento por brisa marina en los meses de verano (Arica) y un mínimo invernal cuando este efecto se debilita.

Cuadro 1: Direcciones de vientos frecuentes en Bolivia (con rosa de ocho direcciones) con sus velocidades medias mensuales (en m/s). Se identifican los meses con máximos y mínimos con negrita.

Localidad/mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Corumbá	E 0.8	SE 0.9	SE 0.9	S 1.0	E 1.1	E 1.1	E 1.3	E 1.3	E 1.3	SE 1.1	SE 1.1	E 0.9
Santa Cruz	NO 2.9	NO 2.9	NO 2.9	NO 2.9	S 2.9	NO 3.6	NO 3.6	NO 4.0	NO 3.6	NO 3.2	NO 3.2	NO 2.5
Oruro	E 2.2	E 1.8	N 1.8	N 1.5	S 1.5	S 1.5	S 1.5	N 1.8	N 1.8	N 1.8	S 1.8	E 2.2
Arica	SO 4.2	SO 4.2	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 2.8	SO 4.2

En el caso del Gran Chaco sobre el Este boliviano, los vientos del E se intensifican entre los meses de Julio-Septiembre cuando el gradiente de presión entre la costa Atlántica y el continente se intensifica (Vargas y otros, 2002). Cuando este gradiente se debilita entre el verano-otoño, disminuyen las velocidades de estos vientos flojos. Esto también vale para los vientos del chorro NO de la región central. En el caso del Altiplano (Oruro) las máximas velocidades se atribuyen al verano cuando los efectos de la convección es máxima entre el mediodía y las 16 hs cuando el intercambio de cantidad de movimiento vertical también es máximo, pasando luego por el motivo opuesto al invierno con el mínimo. A mayor altura sobre las cumbres elevadas, las direcciones de vientos corresponden al O con máximo en invierno aunque esto no ha sido observado por ninguna estación meteorológica (Taljaard y otros, 1969).

Los otros dos epicentros de altas velocidades de vientos con ráfagas se corresponden con circulaciones mesoscálicas debidas a las tormentas de verano cuando comienzan las precipitaciones intensas desde los cumulonimbos individuales o agrupados que generan entre la base de la nube y el suelo un intenso enfriamiento evaporativo con temperaturas de bulbo húmedo de 18-20°C y temperaturas externas a las nubes de 35-40°C. Estos intensos contrastes baroclínicos locales producen turbonadas intensas de escasa superficie y duración pero efectos devastadores sobre las infraestructuras. Estos eventos son más frecuentes en primavera y verano. Los otros vientos huracanados pero que cubren una mayor superficie y duración temporal se corresponden a los vientos del S (sudazo) al finalizar la profundización de una depresión sobre el continente y el ingreso de aire frío canalizado principalmente por las estribaciones serranas. Los vientos previos del NO en horas de la noche pueden ser también muy intensos aunque con menor poder destructivo y su mayor frecuencia aparece en primavera.

En el invierno-primavera, la estación más seca del año suelen observarse en altura principalmente vientos de tipo Foehn (zondas) característicos de intensos secados del aire.

Marcha estacional interdiurna de los vientos durante el año 2010: En la **figura 17** puede verse los registros de vientos como direcciones y velocidades máximas (con rachas en algunos) para una transecta de rumbo O-E en La Paz, Trinidad y Corumba (Brasil). Además de lo mencionado en párrafos anteriores puede advertirse en La Paz que los vientos más rafagosos hasta 60 Km/h y deshidratantes se observan durante el invierno con direcciones del NO. La restitución de los vientos persistentes del E aparecen en la estación húmeda. En

el caso de la llanura central de Bolivia (Trinidad) los vientos más veloces se han registrado indistintamente en las direcciones N o S y el verano parece ser la temporada de menores velocidades. Más hacia el oriente (Corumba-Brasil) los escasos vientos veloces se corresponden con la dirección SO principalmente durante el invierno. El calentamiento continental ocasionado durante la primavera, suele ser interrumpida por intensos sudazos que producen cuantiosas pérdidas en las infraestructuras, vidas humanas, cultivos y otros (ver **figura 18**). En horas de la tarde el intenso calentamiento diurno origina convección local con levantamiento de polvo, arena o sal en forma de torbellinos (ver **figura 19**). Este fenómeno es típico en el Altiplano. En una escala un poco mayor se han registrado tornados en Bolivia como el mostrado en la **figura 20**.

LITERATURA CITADA

- Berry, G. and J.B. Inzunza, 1993: The effect of the low-level jet during the warm station of 1993. *Mon. Wea. Rev.* 9, 2176-2192.
- Burgoa Mariaca, A.W., 2007: Circulación atmosférica sobre territorio Boliviano durante la fase active y pasiva del monzón Sudamericano. *Rev. Bol. De Fís.*, 13, 45-53. Ins. Inv. Fís. FCPN. La Paz. Bolivia.
- Hoffmann, J.A.J., 1992: The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde*, Band 46, 42-51.
- Johnson, A.M., 1976: The climate of Perú, Bolivia and Ecuador. En *The climates of Central and South America*. Elsevier Scientific Publishing Company. N. York.
- Minetti y otros, 2005: El clima del Noroeste Argentino. *Laboratorio Climatológico Sudamericano*. Ed. Magna. 449 pgs. S.M. de Tucumán-Argentina.
- Taljaard, J.J., H.van Loon, H.L.Crutcher and R.L.Jenne, 1969: Climate of the upper air. Part 1-Southern Hemisphere. Vol. 1. Temperatures, dew points, and heights at selected pressure levels. *Navair 50-1c-55.NCAR*. Boulder.
- Prohaska, F., 1961: Algunos aspectos de clima de la alta cordillera y de la Puna Argentina. *Bol. Est. Geog. Univ. Nac. Cuyo*, 8: 21-30.
- Prohaska, F., 1976: The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. En *Climates of Central and South America*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Vargas, W.M., J.L.Minetti y A.G.Poblete, 2002: Low-frequency oscillations in climatic and hydrological variables in southern South America's tropical-subtropical regions. *Theor. Appl. Climatol.*, 72, N° 1-2, 29-40.

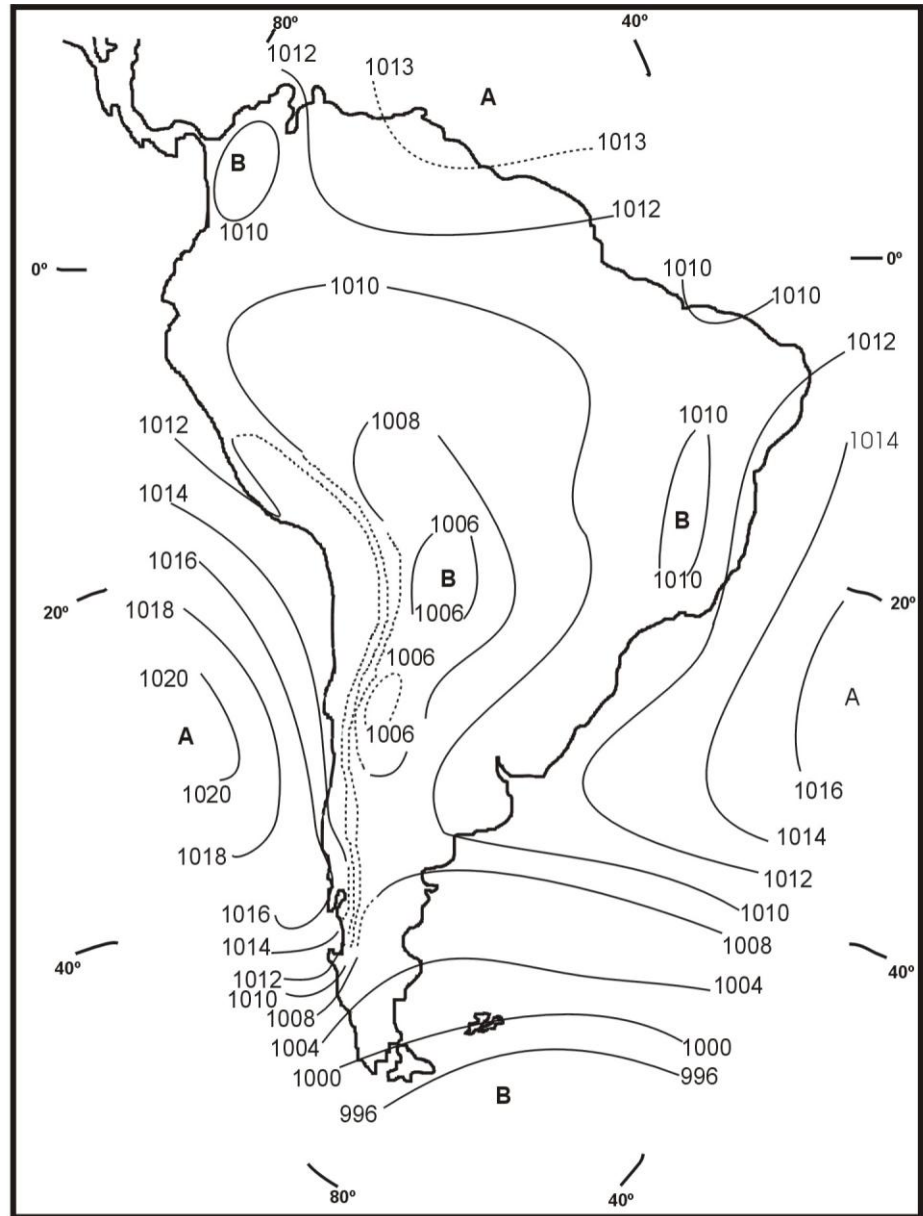


Figura 1: Presión atmosférica reducida al nivel del mar en hPa, promedio del mes de Enero. Según Hoffmann (1992).

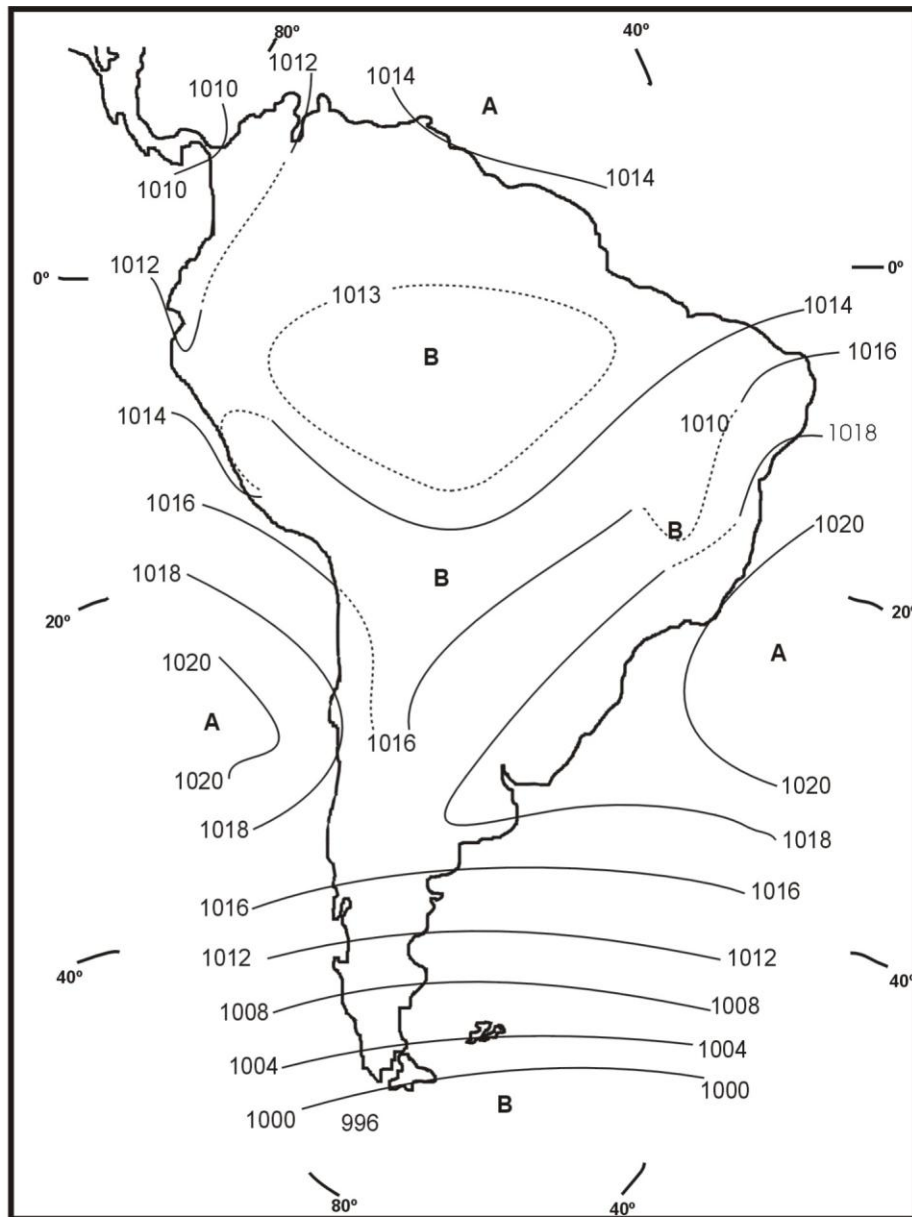


Figura 2 : Idem a la figura 1 para el mes de Julio. Según Hoffmann (1992).

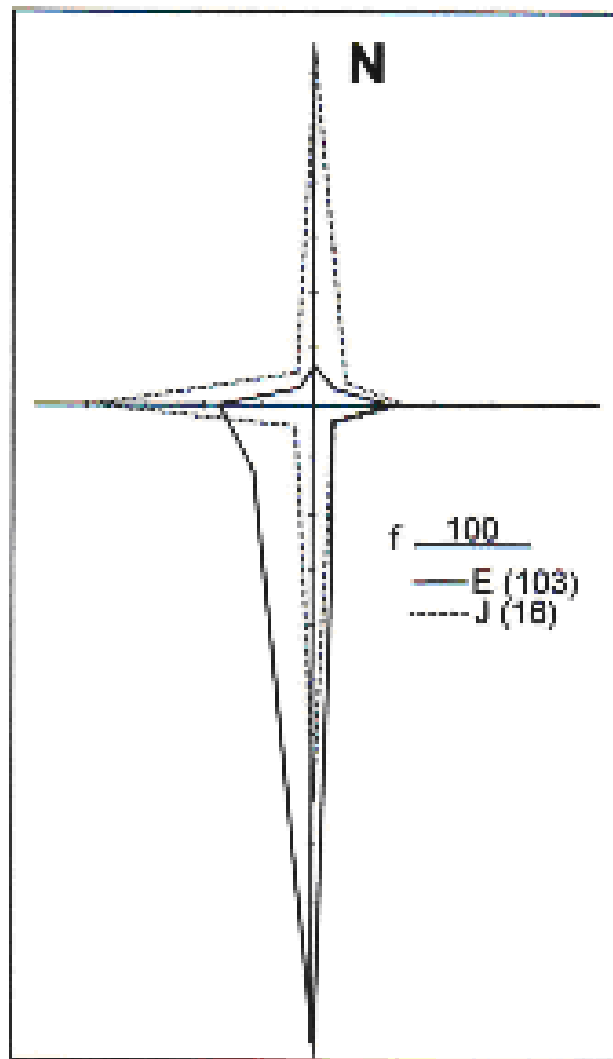


Figura 16: Rosa de los vientos en los meses de Enero y Julio para la localidad de Humahuaca-Argentina (al S de Bolivia) en un valle de altura con orientación S-N.

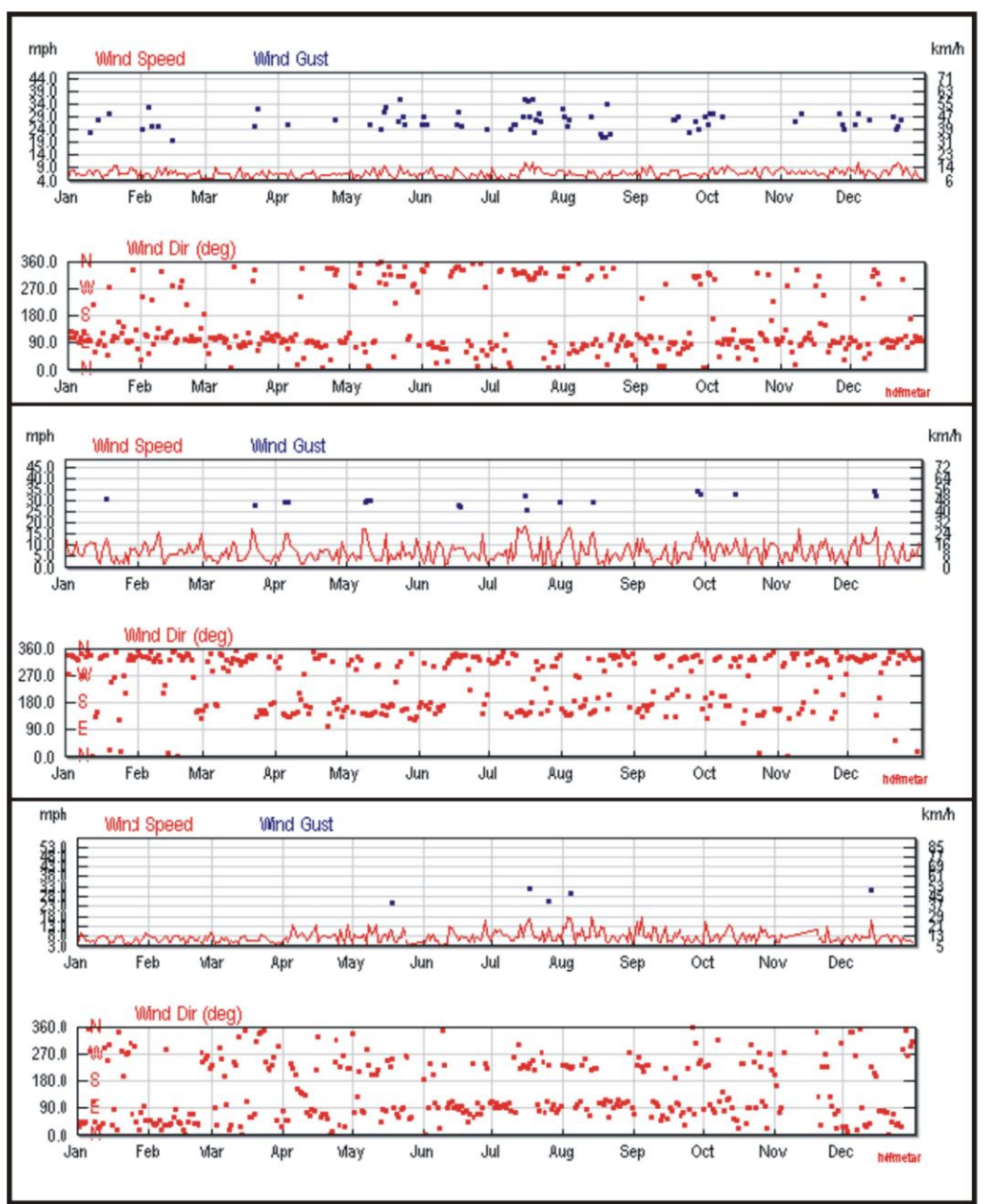


Figura 17: Registros de vientos como direcciones y velocidades máximas para La Paz, Trinidad y Corumba, año 2010 (de arriba para abajo).
Fuente: History Underground (Internet).


	<p><i>Destrozos en infraestructura ocasionado por el sudazo del 23 de Octubre del 2010.</i></p>
	<p><i>Viento intenso con polvo en suspensión originando imposibilidad de trasladarse las personas en el sudazo del 6 Octubre del 2010.</i></p>
	<p><i>Viento intenso con ráfagas derriban árboles en el sudazo del 6 de Octubre del 2010.</i></p>
	<p><i>Viento intenso en altura genera polvareda en el Altiplano (alrededor del Salar de Uyuni) y transporte de éste sobre el S de Bolivia y N de Argentina. Detección por imagen satelital de NASA el 21 de Julio 2009.</i></p>

Figura 18: Algunos efectos del viento en Bolivia.



Figura 19: Torbellinos de polvo o sal en el Altiplano.



Figura 20: Tornado en El Alto, La Paz el día 29 Octubre del 2009.

CAPÍTULO 5

EL RÉGIMEN TÉRMICO

Juan L. Minetti (1) (2) (3) y Darío P. Ovejero (1)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano- (2) CONICET. (3) Dpto. de Geografía-UNT

Desde los comienzos de la Climatología como ciencia, el régimen de temperatura de una región ha sido uno de los principales temas de investigación. El desarrollo de la actividad humana y la población mundial en el pasado han estado muy vinculadas a limitantes térmicos e hídricos. En Bolivia éstas tienen una directa asociación con la altura del terreno sobre el nivel medio del mar. Las tierras bajas de condiciones térmicas e hídricas moderadas han sido pobladas y las tierras altas con severas limitantes térmica e hídrica (frías y secas) se mantienen en la actualidad con escasa densidad poblacional y muy circunscriptas a regímenes antrópico de oasis. La marcha anual o estacional de la temperatura está vinculada a las condiciones de continentalidad y altura, además de los efectos de bloqueo a la penetración de humedad sobre el Altiplano durante una buena parte del año. No menos importante es el amparo térmico invernal que produce el régimen de selva hidrófila en las laderas, en el desarrollo de ciertos ecosistemas y cultivos muy específicos de regiones intertropicales. Las amplitudes térmicas diarias entre extremos también tienen que ver con el efecto altitudinal y de amparo a la humedad ambiental. La marcha horaria de la temperatura también tiene un régimen estacional, que da a la onda diaria una forma característica. Todos estos factores se encaran en este capítulo situando a la región desde el punto de vista térmico. Los detalles de los efectos de montaña, valles intermontanos y altiplano como factores de la topoclimatología se abordan también.

La onda anual de temperatura:

*Las temperaturas máximas medias, medias y mínimas medias mensuales poseen una onda anual típica originada principalmente por la componente de traslación de la Tierra alrededor del Sol. Ellas pueden verse en las **figuras 1 a y 1b**.*

*El principal cambio que esta produce en el balance de radiación (Sellers, 1965; Barry y Chorley, 1972) genera una onda con máximo de temperatura alrededor de los meses de Noviembre-Diciembre y mínimos alrededor de Junio-Julio. Una muestra de la onda anual sobre construida con datos diarios puede verse sobre el año 2010 en La Paz (**figura 2**).*

En el caso particular de Bolivia, la onda anual está bastante deformada de tal manera que los máximos de temperaturas medias pueden estar muy atrasados ocurriendo sobre los meses de Septiembre. Esto último puede deberse a los excesos de nubosidad y lluvia del verano que limitan el crecimiento de la temperatura, particularmente la diurna.

*De la **figura 3** puede verse que el Altiplano boliviano se encuentra ubicado en una zona fría de altura con 1 a 4 meses templados, mientras que su región oriental es constantemente templada o tropical. Según la **figura 4**, la temperatura media anual en su extensión geográfica latitudinal (de 8-24°S) varía de 19.5-26°C.*

La característica tropical de la parte Norte del clima de Bolivia es determinada por Köppen por la ubicación geográfica de la isoterma de 18°C del mes más frío (Julio). Esta isoterma tiene una clara determinación topográfica circunscribiendo a éstos climas sólo fuera del cuadrante SO. A modo de ejemplo, Santa Cruz ubicada en el centro de la llanura oriental

tiene una temperatura media de Julio de 20.4°C, y en Junio de 20.3°C, lo que la ubica dentro de los Climas Tropicales, libre de heladas. Este aspecto ha sido tratado por Minetti y Poblete (1989) y Minetti (2008) en un análisis del régimen de heladas para el Sur de Sudamérica según lo mostrado en la **figura 5**.

La **figura 6** muestra que la isoterma media de 18-19°C del mes de Julio sobre Bolivia se ubicaría en la altura de 1.800-2.000m snm, generando un límite altitudinal entre el clima Tropical de tierras bajas y las otras variedades. La ausencia de heladas por debajo de este nivel no es una cuestión taxativa, ya que en muy raras ocasiones este evento puede aparecer como lo mostrado en la fase negativa de la PDO en el período 1950-75 y el actual, posterior al 2003 (Minetti y otros, 1982,2011), originando daños intensos en los cultivos tropicales.

Detalles de la amplitud térmica y asimetría de la onda anual de temperatura en la región para detectar el grado de continentalidad o maritimidad se pueden ver en Minetti (1989).

La **figura 7** muestra a la amplitud térmica media anual en Bolivia. En ella se puede ver que en el Norte del país hay escasa amplitud en la onda anual de temperatura, típico de los climas marítimos. En este caso por encontrarse la subregión inserta en la zona más continental de Sudamérica, este clima le correspondería a la de un destacado flujo de vapor océano-continente durante todo el año que no permite una amplitud térmica importante, menor de 3°C, a pesar de sus características monzónicas.

Más al Sur sobre la región central de Bolivia esta amplitud térmica anual asciende a 6°C, y en el Sur-Sudoeste sobre el Altiplano la misma crece a 12°C. Esto último se correspondería a un clima marcadamente continental, o bloqueado del efecto moderador del vapor de agua.

Una comparación de la onda anual de temperatura entre tres localidades de Norte a Sur se aprecia en la **figura 8**. La **figura 9** muestra a las isocronas de las fechas en que ocurren los mínimos y máximos térmicos medios mensuales en Bolivia.

De la **figura 9** (izq.) se puede inducir que la fecha del mínimo térmico se reparte equitativamente entre los meses de Junio y Julio en el territorio nacional, sin embargo el mes de Junio es prevalente en la zona pedeserrana central y Julio en el resto del país. El posicionamiento de un mínimo temprano en Junio tendría que ver con el flujo de vapor de capas bajas y del Norte sobre la serranía asociado seguramente a mayor nubosidad nocturna. En el Oriente y Occidente desprovisto de este mecanismo dejaría correr el mínimo hacia Julio. En la **figura 9** (der.) se ve que el máximo térmico anual se encuentra notablemente corrido hacia Septiembre. El calentamiento primaveral de esta región induce a un rápido transporte de humedad con generación de nubosidad y lluvias, principalmente convectivas, que regularían la temperatura en los meses siguientes. En este fenómeno, la regulación de la radiación de onda corta por nubosidad y el enfriamiento evaporativo jugaría un rol importante sobre el clima. Más al Sur del país el máximo se corre hacia Diciembre y en algunos casos sobre los meses del verano.

El **cuadro 1** muestra a las amplitudes térmicas mensuales, como diferencias de temperaturas máximas y mínimas medias en cada mes. Las mayores amplitudes térmicas mensuales se destacan en los meses de Junio-Julio-Agosto para el Altiplano y Septiembre para el llano, correspondiéndose a los meses con menor disponibilidad de vapor de agua en el territorio. Las mínimas amplitudes térmicas se ubican en los meses de Enero-Febrero para el Altiplano y Junio para el llano.

Cuadro 1: Amplitudes térmicas mensuales (entre máximas y mínimas medias) para dos localidades extremas de Bolivia.

<i>Loc. /meses</i>	<i>E</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>AÑO</i>
La Paz	11.2	11.2	11.6	12.4	13.4	14.2	14	14	12.8	13.2	12.8	11.8	12.8
Santa Cruz	9.5	9.4	9.7	9.8	9.1	8.4	9.6	9.6	11.8	10.8	11	10.2	9.9

El efecto de altura sobre la temperatura estacional en Bolivia

Como se mencionó en un párrafo anterior, hay una importante componente de altura en la distribución espacial de la temperatura. La **figura 6** muestra esta relación para el mes de Julio en la temperatura media para identificar a las regiones con posibilidades de ocurrencia de heladas o libres de aquella adversidad. En este caso los puntos dispersos en esta relación explican a la varianza no explicada por la altura. El **cuadro 2** a continuación explica la importancia de la altura para cada una de las variables térmicas en diferentes estaciones del año.

Cuadro 2: Varianzas explicadas (%) por la altura en la relación de temperatura vs. elevación del terreno en Bolivia. Se destacan con negrita los valores máximos y mínimos.

<i>Variable/mes</i>	<i>ENERO</i>	<i>JULIO</i>	<i>AÑO</i>
<i>Temp. Mínima Media</i>	96.3	87.9	88.4
<i>Temp. Media</i>	94.9	93.0	97.2
<i>Temp. Máxima Media</i>	69.6	85.1	92.3

En este **cuadro 2** se muestra que la mayor varianza explicada de la temperatura con la altura se ubica en el mes de Enero con la mínima media. Este campo homogéneo de temperatura en Enero es muy estrecho con la altura y se debería a la presencia muy destacada del vapor de agua como función de la altura y su regulación de la temperatura nocturna (mínima). En su posición opuesta se destaca la inhomogeneidad del campo térmico con la altura, o menor varianza explicada, en la temperatura máxima por efecto de la nubosidad serrana durante el mes de Enero. La menor explicación de la temperatura media con la altura del mes de Julio se debe al aumento de los niveles de baroclinicidad o temperatura) en el rumbo N-S sobre el país.

La onda diaria de temperatura:

En la **figura 10** se muestra a las marchas de temperaturas horarias de la localidad de Trinidad ubicada en el llano oriental boliviano en los meses de Enero y Julio del 2010 (Weather Underground-Internet). Más debajo de la misma figura se representa a las ampliaciones del comportamiento de la misma variable entre los días 28-31 de Enero y 1-8 de Julio. En la escala mensual puede observarse cómo son las ondas diarias de temperaturas para días no perturbados con fenómenos de la escala sinóptica (sudazos). Estos son fácilmente reconocibles para los días 9-10, 14 y 21 de Enero, y 8, 13-19 y 26 de Julio.

Una ampliación de los días no perturbados muestra a la onda diaria de temperatura oscilando con un mínimo que ocurre normalmente sobre la hora de salida del Sol y un máximo entre las 13-18 hs. También se ve que las mayores perturbaciones de la onda diaria se dan en el mes más frío del año, cuando los sudazos cobran gran intensidad sobre la región tropical.

Temperaturas extremas y heladas:

Cuadro 4 a (arriba): Temperaturas mínimas absolutas (extraído de Baltes y otros 1980). **4b (abajo)** máximas absolutas.

Localidades	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
La Paz	3	3	1	-1	-1	-3	-3	-1	1	2	1	2	-3
S.Cruz	13	10	10	4	4	3	4	5	6	11	13	3	3
Corumbá	15.1	14	11.6	10.8	5.4	.8	3.8	5.8	6.2	10	11	12	.8
La Quiaca	-1.2	-1.2	-3.1	-8.7	-12.7	-15.8	-15.2	-14.6	-12.2	-10.7	-4.7		-15.8
Arica	11	10.1	11.5	10.2	6.6	6.8	5.2	5.8	4.2	9	10	11	4.2
Iquique	13	12	9	8.4	9	9	8.6	8	9	10	11.2	11.5	8
M.Estigarribia	10.6	9.1	7.8	3.8	-3	-4.5	-5.1	-2	-2	5.9	6.8	9.6	- 5.1
S. Madureira	16.4	15.2	15.8	14.2	8.8	7.3	8	7.9	8	10.3	14	13.6	7.3
Cuibá	17.5	15	15.6	13.3	6.4	1.2	5	5.6	7.4	12.3	12.8	16.7	1.2
Pto.Maldonado	15	14	15	12	7	10	10	10	9	14	14	14	7
Oruro	-2	-3	-8	-10	-16	-22	-20	-10	-15	-8	-8	-4	- 22

Localidades/meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
La Paz	25	24	24	23	23	22	21	22	24	25	24	25	25
S. Cruz	38	37	37	36	35	31	32	35	37	38	40	40	40
Corumbá	39,2	40	39	38	36,3	35,8	36,3	38,6	40,6	41,8	40,1	40,2	42,8
La Quiaca	27,1	27	27,8	25,8	25	22	21,1	22,8	25,8	27,8	28,4	28,3	28,4
Arica	31,5	30,8	29,5	30	27,5	26,5	22,6	23	27,4	25,9	26,2	28,5	31,5
Iquique	30,5	30,8	31,3	28,6	28	22,6	22,4	23,5	26,6	28	30,6	30	31,3
M. Estigarribia	43,1	41,6	41,5	38,1	37,2	35,1	36,7	40,8	43,6	41,9	42	43,6	43,6
S. Madureira	37,6	37	37,4	37	37	37,3	37,4	37,8	38,4	38,8	37,7	38	38,8
Cuibá	37,9	38,4	39,2	38,2	38,8	36	37,8	40	40,6	42,2	38,7	39,4	42,2
Pto. Maldonado	36	36	36	36	37	39	-2038	38	38	38	38	35	39
Oruro	25	23	22	20	18	19	19	24	25	25	25	25	25

La **figura 11** muestra la distribución espacial de la temperatura media del mes más frío en Bolivia correspondiente al mes de Julio en general. Se ha identificado también a la isoterma de 19° según la cual por debajo de ésta existe la probabilidad de ocurrencia de heladas con cierta frecuencia como para determinar la existencia de climas extratropicales según Köppen (1948). Este espacio está ubicado en el cuadrante SO de Bolivia, cubriendo principalmente al Altiplano. La **figura 12** muestra la distribución mensual de las frecuencias de ocurrencia de heladas en el sector SO de Bolivia cada 500 m de elevación. Aquí puede verse que desde el nivel de 3.500m snm para arriba siempre ocurren heladas, mientras que para niveles más bajos sólo hay un período estacional con heladas. Por otro lado sólo por encima del nivel de 3.000m snm las frecuencias de heladas superan los 20 días en los meses invernales, razón no observada debajo de los 2.500m snm donde ésta apenas llega a 5 días por mes. A continuación se representan los cuadros 3 y 4 con los valores de temperaturas máximas y mínimas absolutas registradas. Se advierte que los valores de La Paz están fuertemente afectados por el efecto de la isla de calor urbano-industrial (Landsberg, 1985). Otros aspectos del régimen térmico pueden verse en la cartografía del ACB, figuras 8 a 27.

LITERATURA CITADA:

- Baltes, k., M.J. Müller and D. Werle, 1980: *Klimazonen mach W. Köppen/R.Geiger*. Univercität Trier, 346 pgs.
- Barry, R.G. y R.J. Chorley, 1972: *Atmósfera, Tiempo y Clima*. Ediciones Omega, S.A.. 395 pgs. Barcelona.
- FAO, 1985: *Datos Agroclimatológicos para América Latina y el Caribe*. Roma.
- Frère, M., J. Rea y J.Q. Rijks, 1975: *Estudio Agroclimatológico de la zona Andina. Informe Técnico de la FAO/UNESCO/OMM*. Roma, 375 pgs.
- Köppen, W., 1948: *Climatología. Versión española de P.R.Endrichs Péres*. 478 pgs. Fondo de Cultura Económica. México.
- Landsberg, H.E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, 277 pgs.
- Minetti, J.L., R.A. Neder, C.A. Gargiulo y J.C. Sal Paz, 1982: *Impacto del clima sobre la producción de caña de azúcar en Tucumán*. Pub.Misc. N° 72, 45-93. EEAOC. S.M. de Tucumán.
- Minetti, J.L. y A.G. Poblete, 1989: *Caracterización térmica actual del Cono Sur de América y Antártida asociada con los procesos de congelamiento del suelo. Anales del Internacional Geological Correlation Programme en la Sesión Geocriology of the Americas*. UNESCO-CRICYT, 16-20 de Octubre, Mendoza.
- Minetti, J.L., 1989: *Continentality Indices. Methodological Revisión and Proposition*. ERDKUNDE, Band 43, 51-58.
- Minetti, J.L., 2008: *El régimen de heladas en el Sur de Sudamérica. Informe Técnico del Laboratorio Climatológico Sudamericano*.
- Minetti, J.L., A.G.Poblete, W.M. Vargas y D.P. Ovejero, 2011: *Cambios interdecadales de la condición hídrica en Argentina asociadas con la temperatura invernal-primaveral del continente y el océano*. En prensa.
- Sellers, W.D., 1965: *Physical Climatology*. The University of Chicago Press. Chicago & London. 271 pgs.
- SMN. Servicio Meteorológico Nacional, 1958: *Estadísticas Climatológicas. 1901-50. Publicación B, N° 1*. Bs.As.

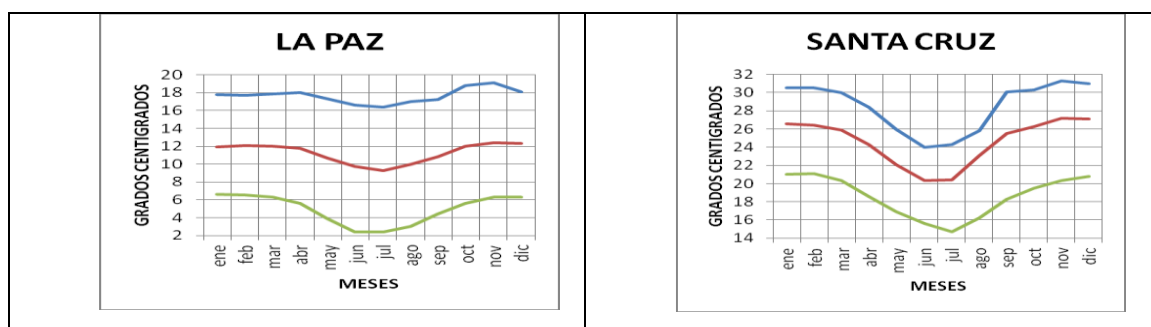


Figura 1: Temperaturas máximas medias, medias y mínimas medias en La Paz (1 a-izquierda) y Santa Cruz (1 b-derecha), período 1931-60 (FAO, 1985).

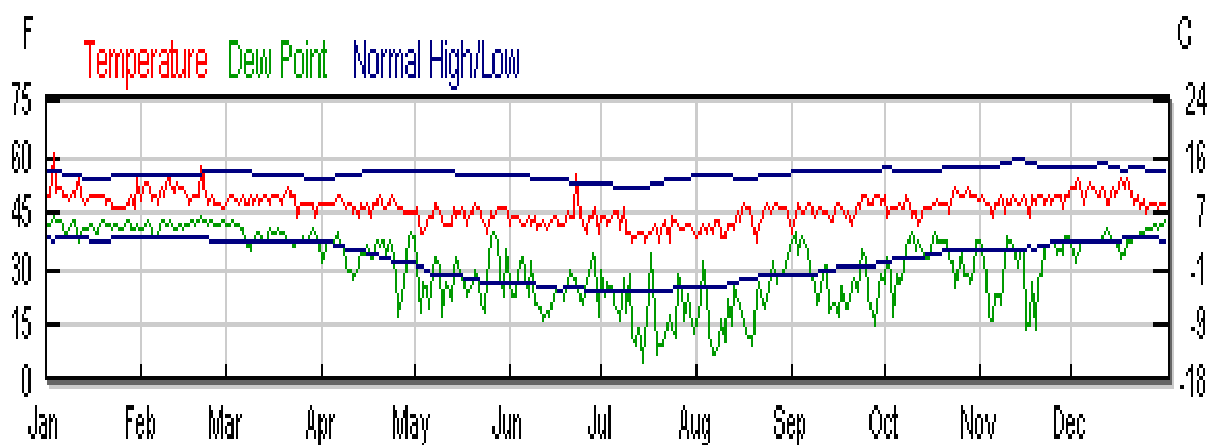


Figura 2: Temperaturas medias diarias en todo el año 2010 para la localidad de La Paz-Bolivia (rojo).Fuente Weather Underground-Internet.

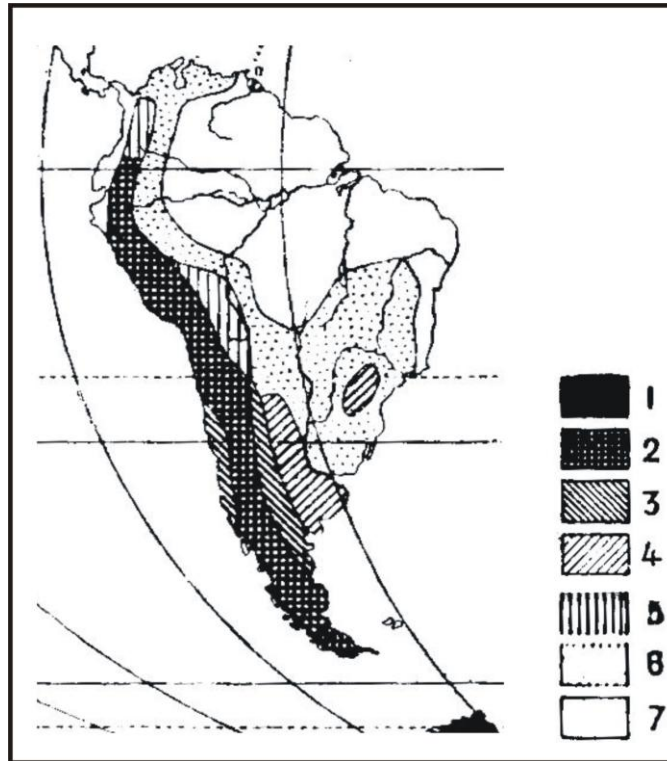


Figura 3: Zonas térmicas de Köppen. (1): Zona Polar, (2): Zona fría (de 1 a 4 meses templados), (3): Zona templada en invierno, (4): Zona templada de verano caluroso, (5): Zona constantemente templada (montaña de las zonas 6 y 7), (6): Zona Subtropical (de 4 a 11 meses cálidos), (7): Zona Tropical. Adaptado de Köppen, 1948.

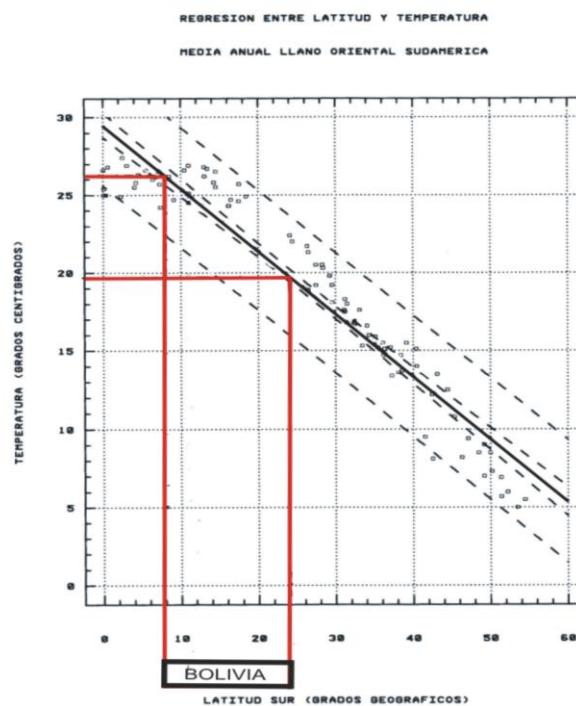


Figura 4: Variación espacial de la temperatura con la latitud en el oriente de la Cordillera de las Andes en Sudamérica.

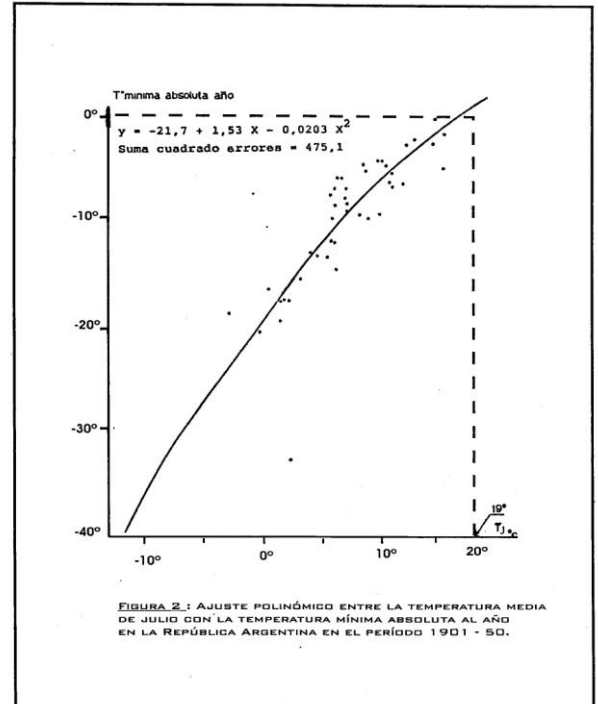
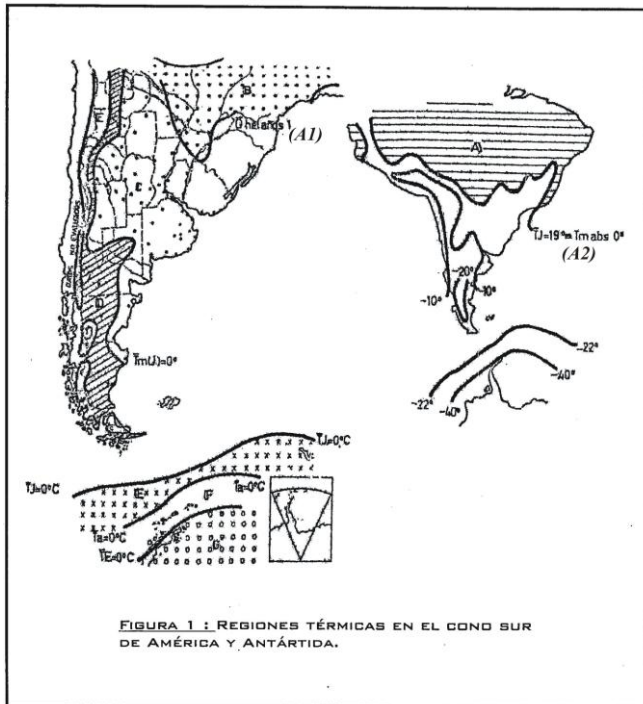


Figura 5 (a-izq.) Regiones térmicas del centro y Sur de Sudamérica. (A1)-Frecuencia anual de ocurrencia de heladas de un día al año en el N de Argentina y países vecinos (Bolivia), (A2) Temperatura mínima absoluta de 0°C y climas Tropicales (A). (b-der) Relación no lineal entre la temperatura mínima absoluta anual con la temperatura media del mes de Julio, destacándose el nivel de 18-19°C.

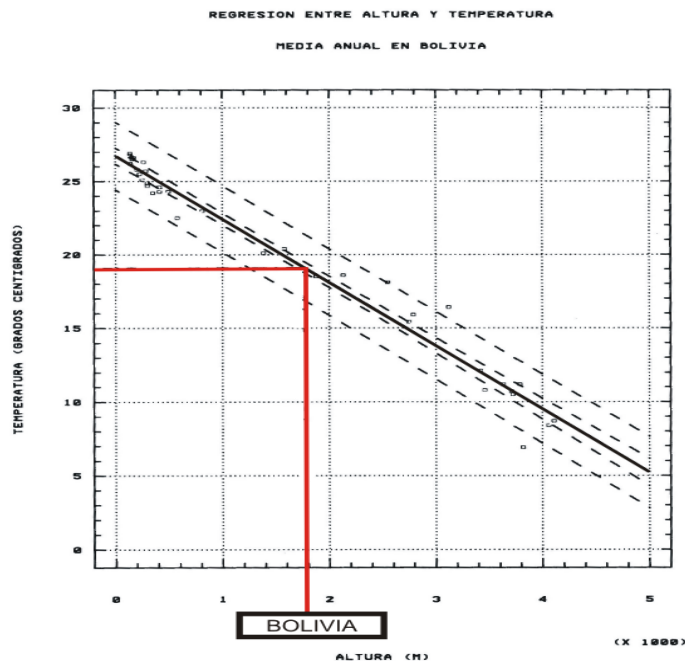


Figura 6: Regresión entre la temperatura media del mes de Julio en Bolivia y la altura de la localidad. Se identifica al nivel de 19°C, límite establecido por Minetti y Poblete (1989).

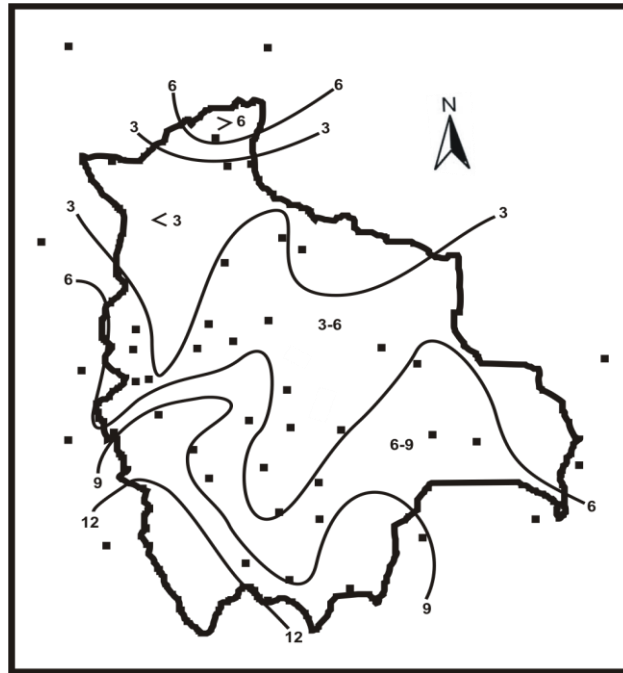


Figura 7: Amplitud térmica media anual entre la máxima y mínima temperatura media anual (°C).

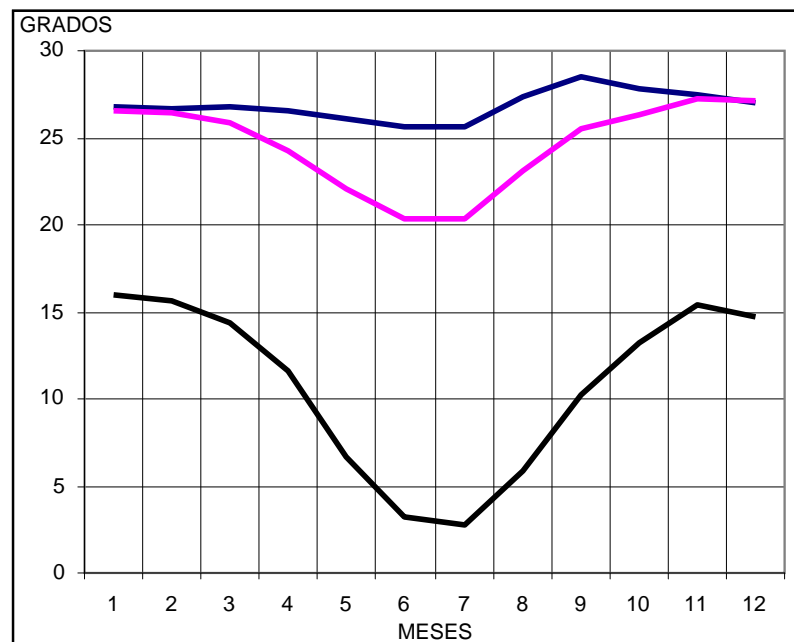


Figura 8: Comparación entre las ondas anuales de algunas localidades al Norte (Riberalta-arriba), al centro (Santa Cruz-centro) y Sur (Villazón-abajo).

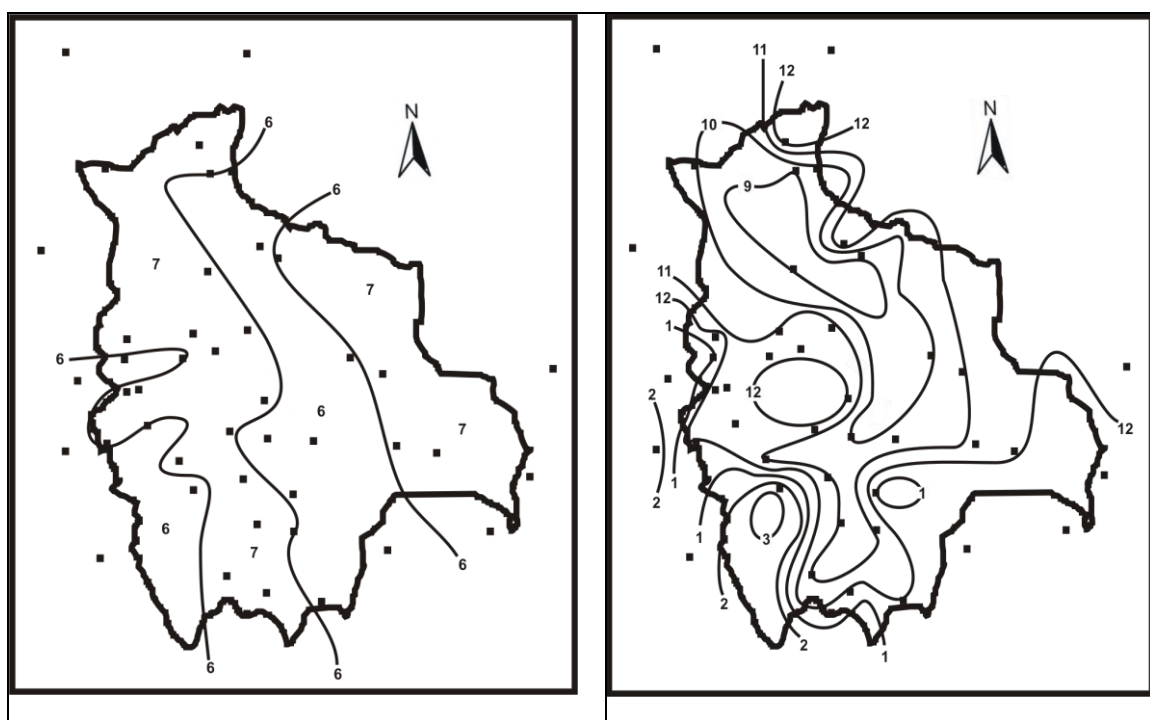


Figura 9: Isocronas en las fechas de ocurrencia de mínimos (Izq) y máximos(Der) térmicos de la onda anual.

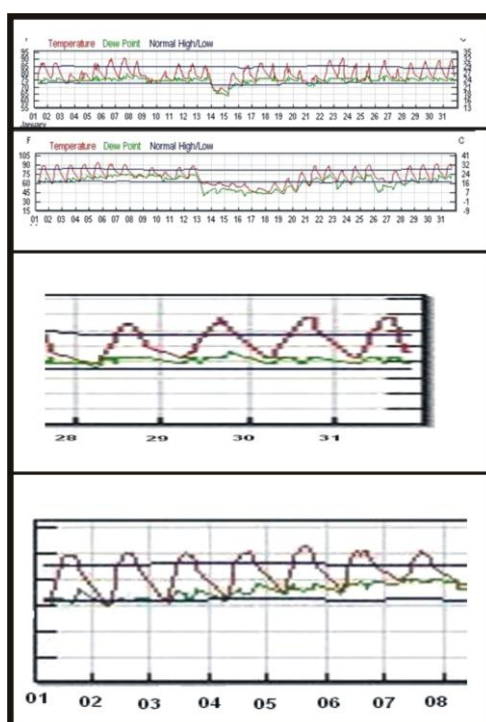


Figura 10: Marcha horaria de la temperatura (rojo) y punto de rocío (verde) en los meses de Enero (arriba) y Julio (abajo) del 2010 para la localidad de Trinidad. Se muestran además dos ampliaciones en días sinópticamente no perturbados (sudazos).

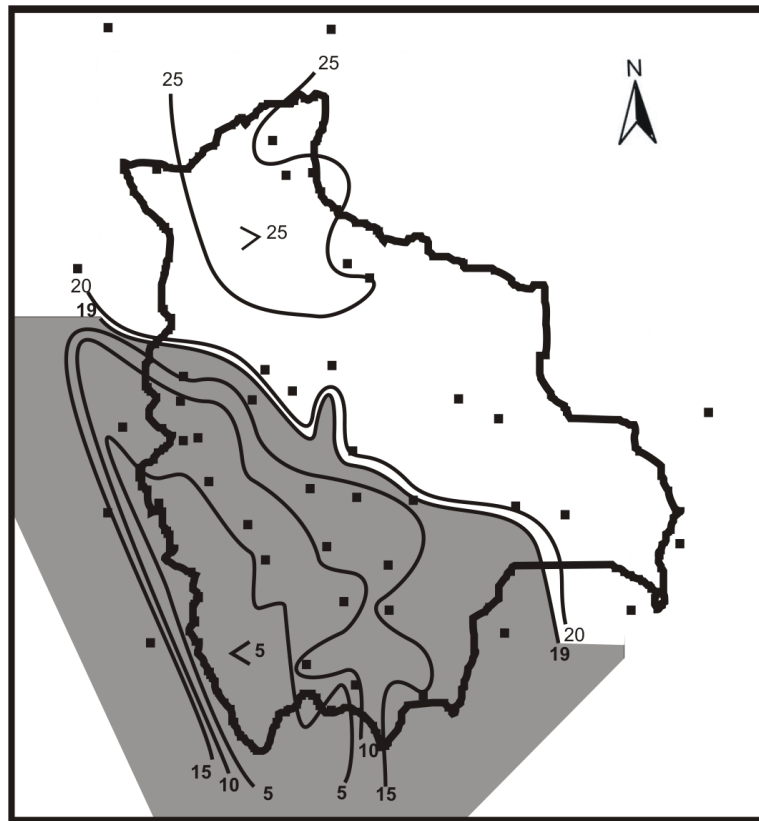


Figura 11: Isotermas medias del mes más frío del año (Julio). Se ha identificado en gris la región con temperaturas medias más bajas de 19°C, donde comienza a crecer la probabilidad de ocurrencia de heladas (Köppen, 1948).

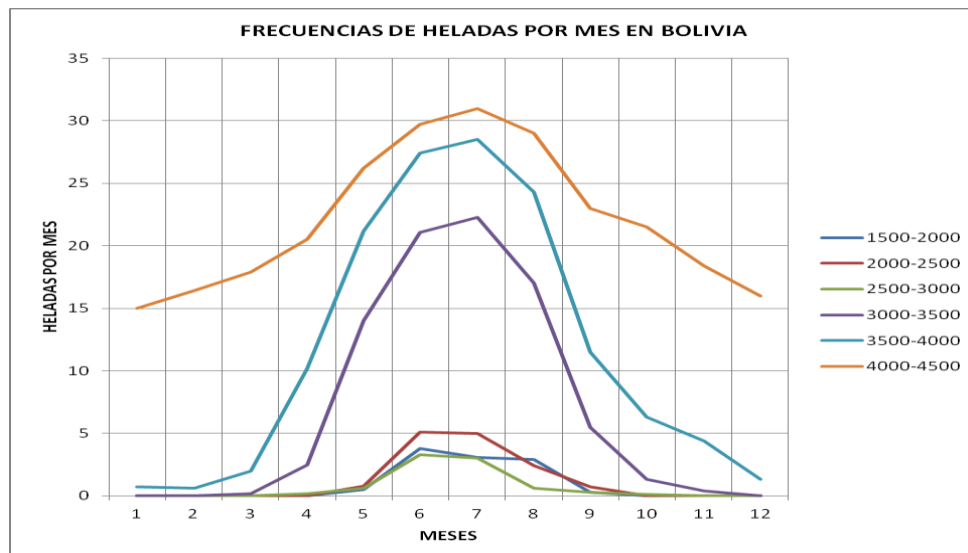


Figura 12: Frecuencias medias de días con heladas por mes en cada nivel para las tierras altas de Bolivia (adaptado de Frère y otros, 1975).

CAPÍTULO 6

RÉGIMEN DE HUMEDAD, NUBOSIDAD Y TORMENTAS

Juan L. Minetti (1, 2, 3), Luis R. Acuña (1, 4) y Darío P. Ovejero (1, 3)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano- (2) CONICET- (3) Dpto. de Geografía-UNT-
(4) INTA EEA La Banda

La humedad llega al territorio boliviano por medio de dos procesos: A) Ciclo hidrológico externo y B) Ciclo hidrológico interno. Por el primer proceso (A), el agua evaporada en el Océano Atlántico principalmente es transportada por un proceso de advección de humedad hacia el continente ya mostrado en capítulos anteriores y realizados por el gradiente de presión establecido entre el océano y el continente. Este gradiente se intensifica en la estación cálida mediante la acción de un forzante radiativo. Este profundiza a la depresión continental y la circulación transporta el vapor hacia el corazón del continente. La **figura 1** muestra la marcha anual del contenido de vapor de agua en cuatro localidades de Bolivia. Se ve en ella una clara marcha anual del vapor advectado con mínimo en Julio y máximo en Enero. La distribución espacial de la tensión del vapor se la puede ver en las **figuras 28-32** del ACB.

Por el segundo proceso (B) la fuente de vapor establecido por la selva amazónica aporta humedad local que es advectada a corta distancia. Esto lo observa claramente una localidad como Cobija en el extremo N de Bolivia, quien en el invierno apenas baja 6 hPa respecto al verano (28 a 22 hPa). Más al S sobre Yacuiba este efecto disminuye y la diferencia verano-invierno es el doble de 11 hPa (23-12 hPa). Este efecto lo podemos entonces denominar de latitud, mientras que la diferencia en la altura es mucho menor por la dificultad que impone la orografía al ingreso de vapor en todo el año. Aquí la diferencia del contenido anual de vapor cambia de 26 a 6 hPa entre Cobija y La Paz (El Alto). Una localidad como Santa Cruz se ubica en el medio de ambas localidades (Cobija-Yacuiba) para la marcha anual del vapor.

El contenido de vapor de agua con la altura y la estación del año pueden verse en las **figuras 2 y 3**. En estas figuras se advierte que la mayor pérdida del contenido de vapor se realiza sobre los primeros 2.6 /2.1 Km de elevación en Enero/Julio. Entonces los procesos de época del año, latitud y elevación marcan el escenario de los procesos a desarrollarse que son dependientes del vapor de agua.

La **figura 4** muestra cómo son las radiaciones entrantes en el borde superior de la atmósfera en dos latitudes extremas de Bolivia (12° y 22° S) y los valores observados de radiación global en dos localidades al N (Cobija) y S (Yacuiba). En ambos casos la relación radiación global/radiación entrante son del orden de los 52 y 58%. El resto de la radiación no llega a la superficie por efecto de la nubosidad principalmente.

La **figura 5** muestra los detalles de cómo es el comportamiento estacional de la nubosidad en Bolivia. En Cobija, la zona más nubosa de Bolivia, sólo en dos meses (Junio-Julio), la insolación supera al 50% de lo teórico astronómico. Esto es de cuatro meses (Junio-Septiembre) en Santa Cruz, ocho meses en Yacuiba y diez meses en La Paz. Como se ve el efecto de altura no solo produce disminución del contenido de vapor de agua, sino también de nubosidad. Mientras que el mínimo de nubosidad llega en Agosto para el Norte de Argentina, sobre Bolivia lo alcanza en Junio-Julio, en este período también se alcanza el máximo de días con cielos claros. Con la llegada del vapor de agua al país sobre la primavera aumenta rápidamente la nubosidad en Septiembre en todas las regiones del país

(figura 6). Con este factor y el crecimiento del calentamiento continental, aparecen las tormentas (relámpagos+truenos en la estación meteorológica) (Johnson, 1976). Lo que tarde en disminuir tres meses en el otoño la frecuencia de días con tormentas, éste lo sube en un mes entre Agosto-Septiembre. Este factor convectivo que es máximo en Noviembre en El Altiplano (Sucre) se traslada hacia el Sur sobre el Norte de Argentina en Diciembre (ver La Quiaca y Tucumán) (Minetti y otros, 2005). Mientras que en Tucumán la frecuencia de ocurrencia de tormentas va cayendo rápidamente hacia Marzo, ésta se queda con leve declive en el Altiplano y extremo Norte de Argentina. La distribución espacial de la heliofanía relativa en Bolivia se la ve en las figuras 33-37 del ACB. El mayor grado de nubosidad es detectado aquí sobre el Norte del país y la menor sobre el Altiplano. Condiciones de baja nubosidad relativa se observan también sobre el límite con Paraguay al SE del país y más nubosidad sobre la serranía central. En Enero como en Julio se observa una banda de mayor nubosidad que cruza al país desde el NO al SE siguiendo a la advección máxima de humedad de mayor escala.

LITERATURA CITADA

Johnson, A.M., 1976: The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. Cap. 4. Climates of Central and South America. W. Schwerdtfeger. Editor Elsevier Scientific Publishing Company. N.York.

Minetti y otros, 2005: El clima del Noroeste Argentino. Ed. Magna, 449 pgs.

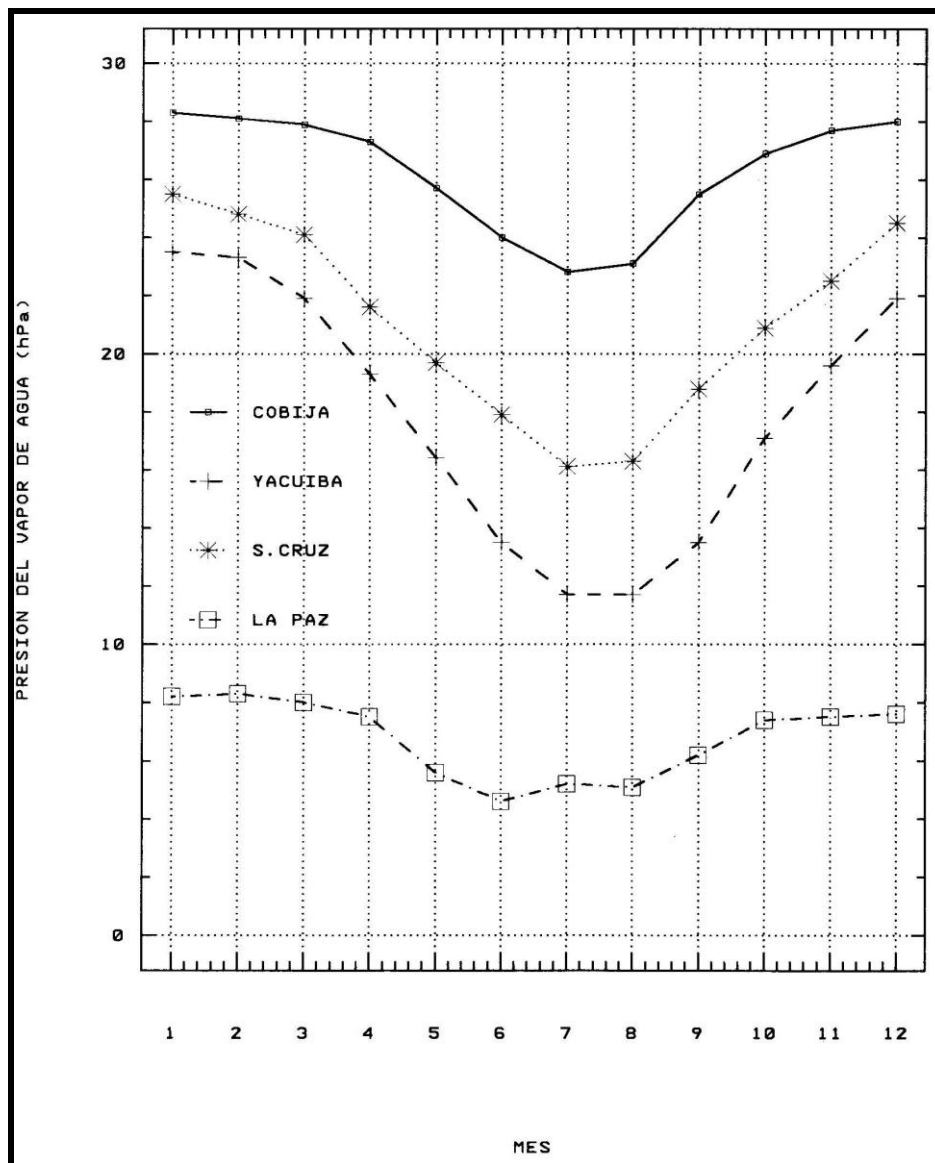


Figura 1: Marcha anual del vapor de agua (hPa) en cuatro localidades de Bolivia.

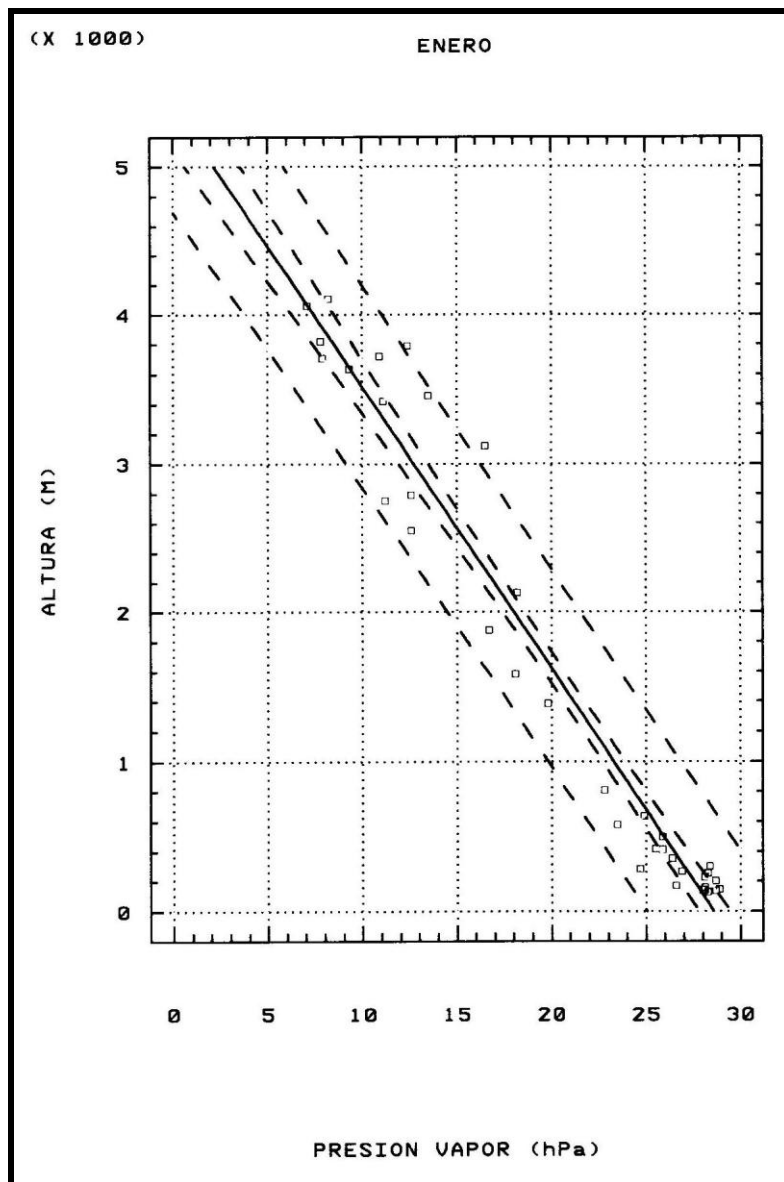


Figura 2: Variación del vapor de agua (hPa) con la altura para el mes de Enero en Bolivia.

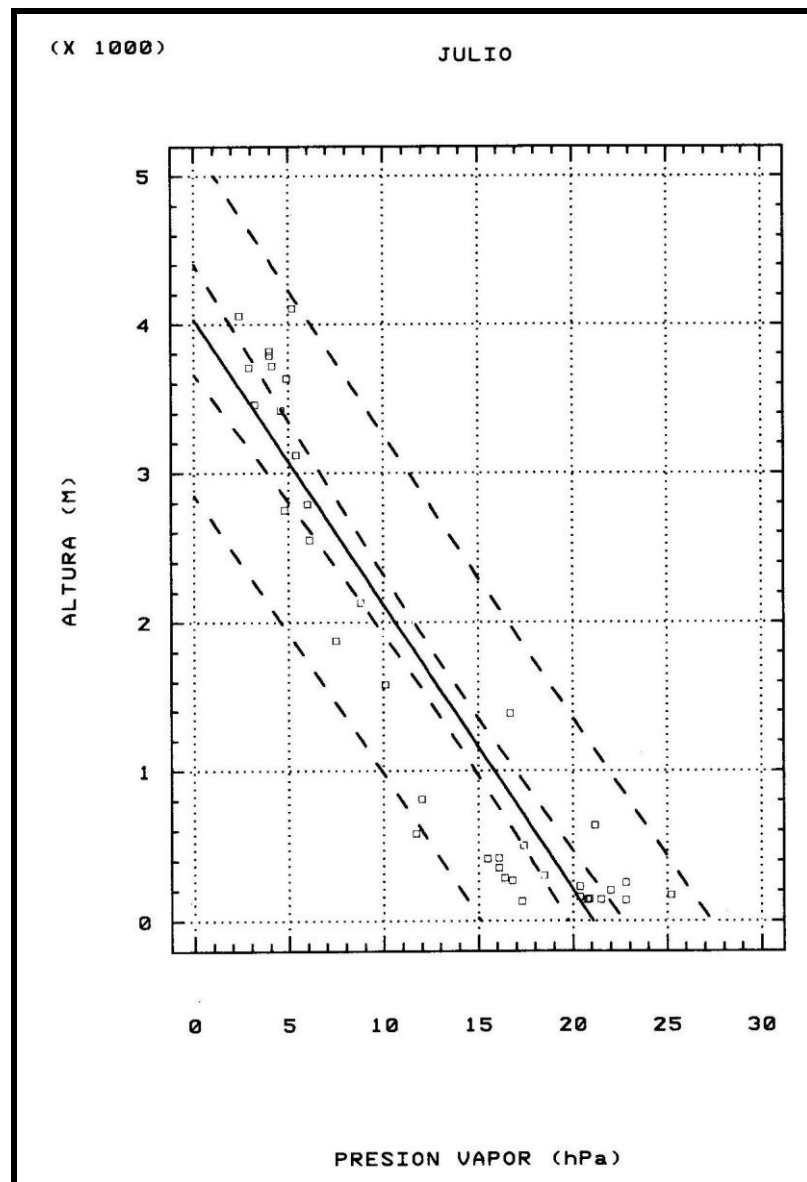


Figura 3: Variación del vapor de agua (hPa) con la altura para el mes de Julio en Bolivia.

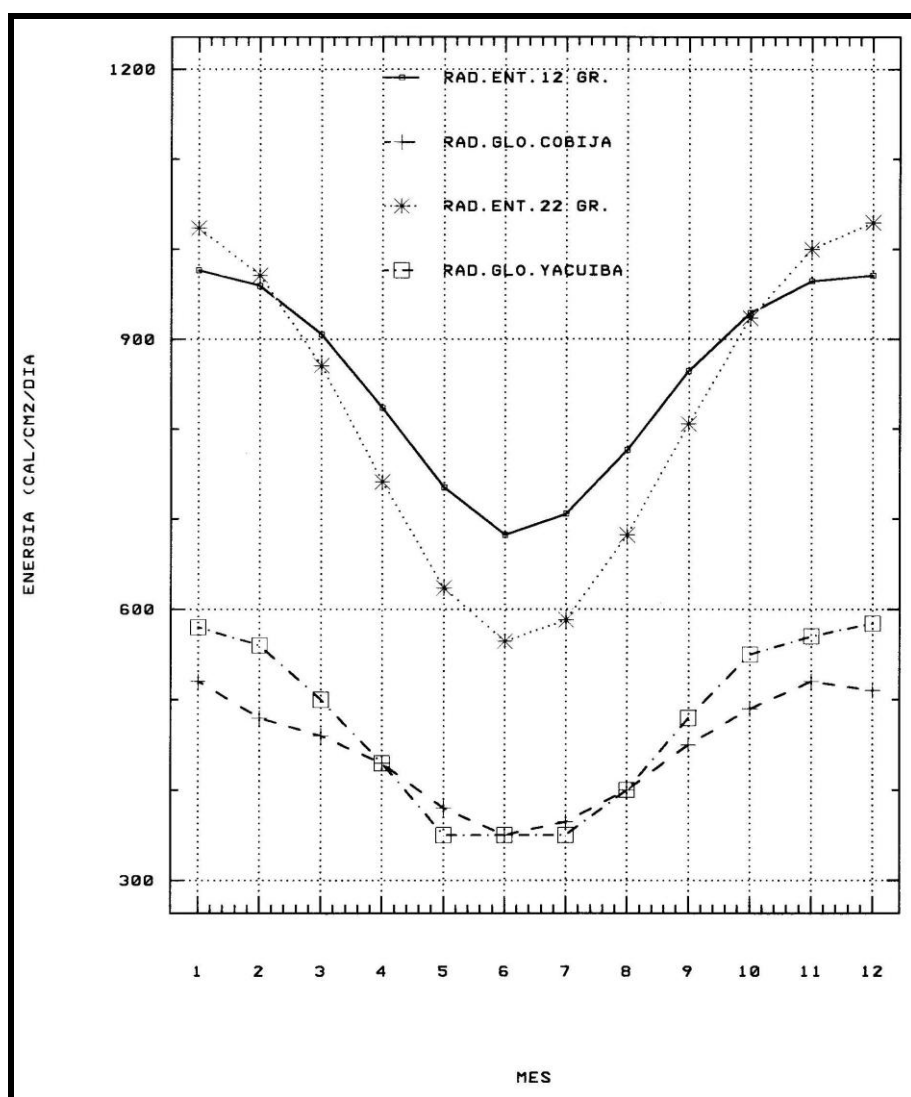


Figura 4: Onda anual de la radiación entrante ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{día}$) en el borde superior de La atmosfera para las latitudes de 12° y 22° S en los extremos N y S de Bolivia. Se incluye la onda anual de la radiación global en las localidades de Cobija y Yacuiba.

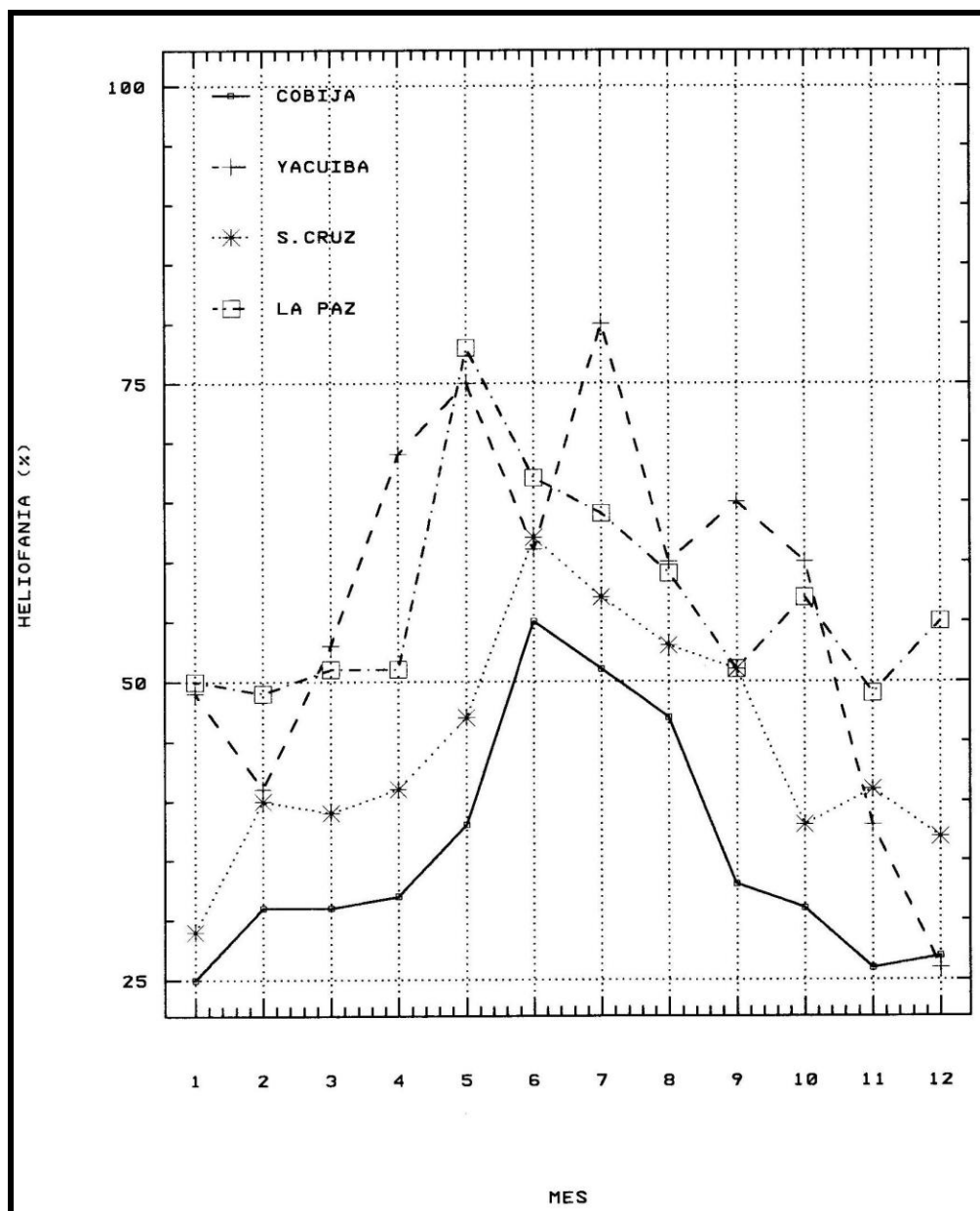


Figura 5: Onda anual de la heliofanía relativa (%) en cuatro localidades de Bolivia.

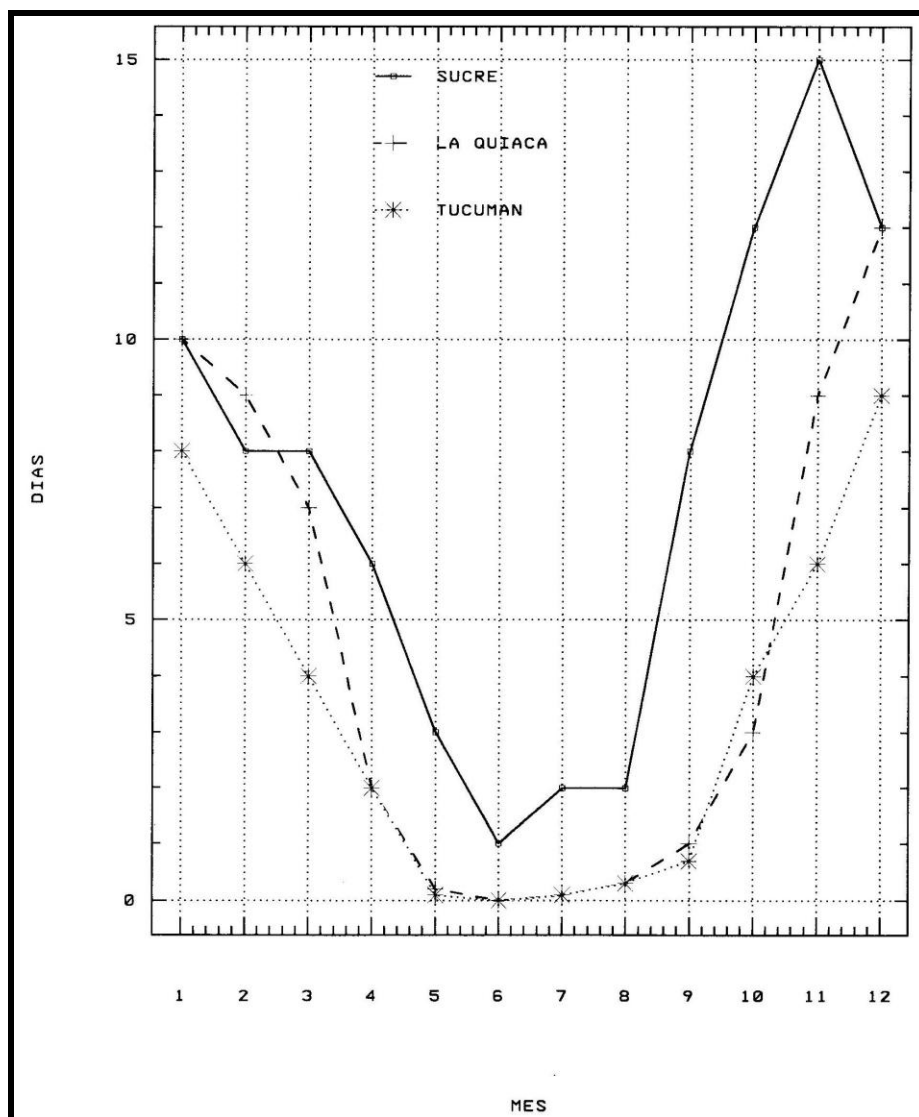


Figura 6: Frecuencia mensual de dias con tormentas eléctricas en Bolívia y N de Argentina.

CAPÍTULO 7

EL REGIMEN PLUVIOMETRICO

Juan L. Minetti (1), Darío P. Ovejero (2), Luis R. Acuña (3) y Leonidas R. Minetti (1)

- (1) Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS), CONICET, Dpto. de Geografía de la UNT. (2) LCS, (3) INTA EEA-La Banda-Santiago.

En el pasado la ocupación y uso del territorio por parte del hombre han sido funciones del régimen de temperatura y precipitación (Minetti y Radicella, 1983). Menores poblamientos se han registrado sobre climas extremos de escasa o abundantes precipitaciones, zonas que corresponden a ecosistemas de desierto y selva respectivamente. Una visión sobre la influencia de la distribución espacial de la precipitación sobre el desarrollo, distribución vegetal, animal y humana, está expuesta en Clarke (1971). En ella el agua es considerada como la principal riqueza de una región. Los mecanismos que generan la precipitación ya fueron tratados en el capítulo 4 donde se destacan: A) la convergencia del vapor de agua sobre el continente con su marcha estacional generada entre la interacción de los bordes anticiclónicos subtropicales con la profundización y llenado de la depresión térmica, conocida como monzón Sudamericano, y B) Los efectos de la componente orográfica frente a la circulación prevalente de componente Norte y Este, en el llano oriental. Esta es de direcciones variables en la zona orográfica del Sudoeste. Un tratamiento detallado de la precipitación, como parte del ciclo hidrológico en la Amazonía, incluyendo a Bolivia fue realizado por Zeng (1999). Diversos autores han analizado la distribución espacial de las precipitaciones para Bolivia, (Aceituno, P., 1993; Escobar Vallejo, 1914, 48 entre otros). Detalles en mesoescala han sido analizados en diversas cuencas hídricas (Campos, J., 1990; Roche y otros, 1991; Ramírez y otros, 1995; Molina Carpio, 2005; Herbas, C.H., 2006; entre otros).

*La **figura 1** (**figura 55** del ACB) muestra a la distribución espacial de las precipitaciones anuales en Bolivia. En ella se pueden identificar a cinco regiones pluviales con génesis diferenciadas del régimen. I) La del Chaco-Oriental con valores del orden de 600-1000 mm/año, II) La del pie de cerro del NO del país y Beni con lluvias de 1600-3200 mm/año, III) La del centro-Sur de Bolivia como continuación de la ladera de la Sa. de Sta. Victoria (Salta-Argentina) con lluvias superiores a 1600 mm/año, IV) La del Altiplano Boliviano con precipitaciones de 50-800 mm/año, y V) Una zona transicional entre el pie de cerro y el Altiplano con lluvias de 1600-800 mm/año. Todas ellas pueden verse en la **figura 2**. La **figura 3** muestra las ondas anuales de la precipitación en diferentes regiones de Bolivia.*

Región I: *La región del Chaco-Oriental con un régimen de precipitación anual entre 600 mm/año en el límite con Paraguay y con valores crecientes hacia el Norte sobre territorio de Bolivia hasta alcanzar los 1200 mm/año en el Sudoeste de Brasil. Esta es una región alejada del factor orográfico en la génesis de las precipitaciones y de mucha irregularidad en el régimen mensual y anual superando los coeficientes de variaciones al 60%. La labilidad de las precipitaciones tiene que ver con la irregularidad espacial-temporal de la convección tiene un máximo en verano correspondiéndole a un régimen climático Am de Köppen (ver Minetti y otros, 2012 - capítulo 4). Una localidad representativa de este régimen es San*

Ignacio de Velazco con 1188 mm/año. Presenta un máximo estacional de lluvias en los meses de Enero-Febrero, y su mínimo en Julio. En esta localidad de sabana la onda de precipitación anual no es simétrica, ya que la primavera presenta mayores precipitaciones que su estación lateral el otoño. Esto sería producto de la génesis de la convección primaveral y su rápido secado otoñal.

Región II: La región Noroeste de Bolivia parece tener un régimen de lluvia estacional parecido a la sabana, pero por la excesiva cantidad de lluvias mensuales en la estación cálida, que supera los 150 mm/mes durante seis meses (desde Noviembre hasta Abril), y el más seco con menos de 60 mm/mes. Esta sub región se ubica dentro del régimen monzónico con gran acumulación de agua en el suelo. Incluye a la misma el núcleo más lluvioso de Bolivia con más de 3200 mm/año. La **figura 2** identifica a la misma en el centro-NO del país donde se ubica la localidad de Cobija como representativa con 1567 mm/año. La localidad de Todos Santos en esta región con una elevación de 300 m snm, no se ubica en una ladera montañosa, lo que está indicando que este núcleo máximo de precipitación no tiene una componente orográfica como los observados en el Noroeste Argentino (Sa. de Santa Victoria o Aconquija) (Minetti y otros, 2005). En este caso el núcleo lluvioso tendría un importante factor de convergencia, mostrado por Zeng (1998). En el SE de esta región las lluvias medias mensuales del mes más seco pueden superar a los 60 mm/año (Todos Santos), haciendo que la clasificación climática corresponda a un “Af” siempre húmedo de Köppen (1948). La **figura 3** facilita la comprensión de la onda anual de precipitación en Bolivia.

Región III: La **figura 4**, muestra cómo es el comportamiento de la precipitación anual con la altura. La **figura 5** muestra lo mismo en los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre. En este caso a diferencia de las sierras del Noroeste Argentino, la óptima pluvial o zona de mayor precipitación anual se encuentra en las tierras bajas del NO de Bolivia, sin intervenir el efecto de ascenso orográfico. Este perfil de precipitación media con la altura se mantiene en las cuatro estaciones del año con un importante apartamiento del modelo sobre los 1.000-1.500 m donde se registra un mayor nivel de pluviosidad en otoño y primavera. El comportamiento de la precipitación con la altura es marcadamente decreciente desde las tierras bajas hasta los 800 m snm, y por encima de este sector, hasta los 2000 m snm hay un régimen transicional con la altura que hemos definido como “Región IV”. A partir de allí las precipitaciones caen lentamente con la altura con valores menores que 50 mm/año, lo que definimos como “Régimen V”. Este comportamiento de las precipitaciones con la altura se asemeja a un comportamiento de la masa de aire Ecuatorial según Barry (1981). Frère y otros (1975) afirma que... “no existe una relación universal entre precipitación media anual y la altitud”. Entonces la diferencia entre el Régimen III con el Régimen II” es solamente el efecto del ascenso orográfico, marcado en el Régimen III. Localidades de este régimen serían Yacuiba con 993 mm/año y cuatro meses con más de 150 mm/mes. También en este régimen se marca mucho más la sequedad del invierno y partes del otoño-primavera cercanos al invierno. Esta región se ubica dentro de la transición de los climas “Cw y Aw” de Köppen.

Región IV: Esta región confinada en el SO de la meseta altiplánica llueve menos que 100 mm/mes en todo el año con un máximo en Enero. La concentración estival de la precipitación es elevada según lo mostrado en el Capítulo 4. El mayor porcentaje de lluvia de todo el año cae aquí en el trimestre de DEF. Poblete y otros (1989) calificaron a este régimen de lluvia por su concentración y génesis como Andino-Puneño. Una localidad representativa con este régimen de precipitación es Oruro con diez meses de lluvias menores que 60 mm/mes y dos que no superan los 100 mm/mes. La mayor parte de las localidades de esta sub región las

precipitaciones no superan los 500 mm/año y se encuentran por encima de los 3.000 m snm (**figura 4**). Esta región en general se ubica dentro del clima de altura “H” de Köppen.

Región V: En las **figuras 3** y **figura 4** se ve que con un aumento de la elevación del terreno las precipitaciones anuales y mensuales caen. Una localidad transicional como Cochabamba, registra un total precipitado de 488 mm/año, unos siete meses con lluvias menores que 60 mm/mes, y solamente dos meses con lluvias que apenas superan los 100 mm/mes. El máximo de precipitación aquí se registra en Enero. La mayor parte de estas localidades se ubican dentro de climas “Cw y BS” de Köppen (1948). En la génesis de las precipitaciones aquí el ascenso orográfico no es importante en el verano y en otoño-primavera alcanza a tener un primer y segundo orden de importancia para el Altiplano.

Las **figuras 6** y **7** ya presentadas en el capítulo 4 muestran que en el E de Bolivia la concentración estival (EFM) de las precipitaciones no alcanza al 40% del total anual, mientras que en el O del país ésta supera al 50%. También en el Centro-Este del país la génesis de las precipitaciones se corresponden en primer y segundo lugar a la actividad prefrontal e inestabilidad convectiva en verano, en el otoño a la actividad prefrontal, frente frío y estacionario, en el invierno a frente frío y estacionario y en primavera a frente frío y estacionario. En el caso del Altiplano, la génesis de las precipitaciones de verano se corresponden en primer y segundo lugar a inestabilidad convectiva e inestabilidad pre frontal, en otoño a la advección de humedad del E y vaguada de altura, en invierno a frente estacionario y frío, y en primavera a inestabilidad convectiva y advección de humedad del E. En el año las diferencias genéticas en la generación de precipitaciones entre el llano y el altiplano se destacan entre los procesos frontales e inestabilidad pre frontal y la inestabilidad convectiva respectivamente.

RÉGIMEN PLUVIOMÉTRICO MENSUAL-DIARIO

La **figura 3** muestra la onda anual de precipitación sobre localidades representativas de Bolivia. Las **figuras 43-54** del ACB muestran a los campos de precipitaciones medias mensuales de Enero a Diciembre. En ellos se destacan las isoyetas de 0 mm desde el SO del país expandiéndose hacia el NE hasta el mes de Julio, donde la precipitación de 0 mm aparece también en el extremo NE del país en el límite con Brasil. Los valores mínimos y máximos de Enero se corresponden a precipitaciones de algo más de 100 mm/mes a más de 800 mm/mes y en Julio de algo más de 20 mm/mes a más de 200 mm/mes. Los coeficientes de variaciones superan los 60% en el E de Bolivia en Enero y a 120% en Julio. Esta gran irregularidad es típica de los regímenes climáticos de tipo tropical de sabana “Aw”. Todas estas variables mensuales pueden verse en el ACB.

Las **figuras 8** y **9** muestran a las precipitaciones mensuales absolutas máximas y mínimas para una transecta O-E de Bolivia. Las localidades seleccionadas fueron La Paz, Santa Cruz y Curumbá (Brasil en el límite E de Bolivia). Se destacan en ellas que sobre el E del país pueden registrarse lluvias invernales de gran volumen y también sin registro (0 mm/mes). En el mes de Enero las lluvias máximas y mínimas de Santa Cruz exceden a las de Corumbá, y las mínimas de Corumbá alcanzan a las mínimas del Altiplano (La Paz). También en Santa Cruz pueden registrarse importantes sequías en el mes de Marzo que alcanzarían a los valores de los meses primaverales. En la primavera no hay diferencias entre los extremos mínimos de las tres localidades.

La **tabla 1** presenta a la cantidad media mensual de días con precipitaciones iguales o mayores que 0.1mm. Se presenta a una localidad del Altiplano (La Paz) con importante afluencia de aire húmedo del N, otra de un valle de altura al S del Altiplano y aislada del

flujo de humedad (La Quiaca) y la última sobre la zona pedeserrana en el llano oriental (Santa Cruz). La mayor frecuencia de días con lluvias se identifica en La Paz con 104 días/año (casi un tercio del año), con un importante arranque sobre la primavera cuando la forzante radiativa para la convección en conjunción con el flujo de humedad proveniente del ciclo hidrológico externo océano-continente comienza a hacerse efectivo. La cantidad de días con lluvia en esta estación del año duplica a la frecuencia del llano (8-9 días vs. 4-7 días/mes). El aislamiento importante al flujo de humedad de La Quiaca muestra sus efectos en el invierno casi con ausencia de días con lluvias en cuatro meses. Por otro lado sobre Santa Cruz hay una alta frecuencia de días con lluvias sobre el otoño que se aleja mucho a la frecuencia de La Quiaca y duplica a La Paz (4-6 días vs. 2-3 días/mes). En el verano, la frecuencia de ocurrencia de días con lluvia es de 20 días en Enero para el Altiplano (La Paz), 15 para La Quiaca y 10.8 en el llano para Santa Cruz.

Tabla 1: Frecuencia media de días con lluvias al mes en tres localidades representativas de Bolivia. Fuente (1) W.Schwerdtfeger (1976) y (2) Hitsuda y otros (1996).

MES/ LOCALIDAD	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
LA PAZ (1)	20	16	11	6	3	2	2	3	8	8	9	16	104
LA QUIACA (1)	15	12	8	2	<1	<1	<1	<1	1	2	6	12	59
SANTA CRUZ (2)	10.8	10	7.9	6.3	6	4.4	3	3.3	4.1	5.4	6.8	9.8	77.8

La frecuencia de ocurrencia de lluvias en una localidad determinada dista mucho de ser una suave onda de cambio estacional (Minetti, 1991 y Minetti y Vargas, 1997, Schwerdtfeger, 1951). En ella se pueden apreciar cambios intraestacionales e intramensuales como singularidades en fechas específicas que se ven en la **figura 10**. En esta figura se advierten además de la onda anual que es asimétrica, cambios intraestacionales. La asimetría viene dada en esta figura correspondiente a la localidad de Santa Cruz de la Sierra, a dos pendientes diferentes entre el verano-invierno-verano donde se ve un rápido aumento en la frecuencia de ocurrencia de lluvias en el invierno-verano respecto del verano-invierno. En las frecuencias suavizadas semanalmente (línea llena) se advierten además dos cambios bruscos de descenso realizadas en el otoño (Marzo) e invierno (Junio-Julio) y un solo salto en el final de la primavera (Diciembre). Además de estos cambios intensos estacionalmente, existen otros de menor escala que permiten ver por ejemplo tres períodos lluviosos en el mes de Mayo o un fuerte contraste lluvia-no lluvia en el mes de Febrero. Por supuesto que estos cambios tienen sus contrapartidas en el régimen intraestacional de temperatura diaria. Muchos de los datos aportados en este análisis son de vital importancia en el planeamiento de las siembras de granos, control de enfermedades u otra actividad cultural en la agricultura.

LITERATURA CITADA

Aceituno, P., 1993: Elementos del clima en el Altiplano Sudamericano. Rev. de Geo. Uchile.
Barry, R.G., 1981: Mountain Weather and Climate. Methuen, London and N.York, 308 pgs.

- Campos, J., 1990: *Estudio climatológico de la cuenca Andina del río Beni. Mayor de San Andrés. La Paz.*
- Clarke, L.G., 1971: *Elementos de Ecología.* Ed. Omega, S.A. Barcelona, 637 pgs.
- Escobar Vallejo, I., 1914, 48: *Régimen pluviométrico de Bolivia. Dirección General de Meteorología.* 57 pgs. La Paz.
- Frère, M., J.Q. Rijks y J.Rea, 1975: *Estudio Agroclimatológico de la zona Andina.* FAO/UNESCO/OMM. 186 pgs.
- Herbas, C.H., 2006: *Climatología de la cuenca Andina y Amazónica del río Grande. Bolivia.* INESCO. Org.uy.
- Hitsuda, K., A. Siles, E. Ajhuacho y M. Suarez, 1996: *Estudio de datos climatológicos de Okinawa-II, Santa Cruz.*
- Köppen, W., 1948: *Climatología. Fondo de Cultura Económica. México-Bs.As.* 479 pgs.
- Minetti, J.L. y S.M. Radicella, 1983: *La información Hidroclimatológica de la zona árida Argentina. Informe Técnico N° 2, 11 pgs. CIRSAJ-CONICET. San Juan.*
- Minetti, J.L., 1991: *Estudio de las singularidades climáticas en series de temperaturas del Noroeste Argentino. Tesis Doctoral. Dpto. de Meteorología. FCEyN-UBA. Buenos Aires.*
- Minetti, J.L. y W.M. Vargas, 1997: *Interaction processes between the annual wave and the disturbances in series of daily temperature. Journal of Climate Vol. 10 No 2, 297-305.*
- Minetti, J.L., L.R.Acuña y J.I.Nieva, 2005: *El régimen pluviométrico del Noroeste Argentino. En el libro "El clima del Noroeste Argentino", 449 pgs. Ed.Magna.*
- Minetti, J.L., W.M. Vargas, L.R. de la Zerda, L.R. Minetti, y D.P. Ovejero, 2012: *La circulación regional en Sudamérica y su incidencia en el clima de Bolivia. En el libro "El clima de Bolivia", capítulo 3.*
- Molina Carpio, J., 2005: *Régimen de precipitación en la cuenca de Huarinilla-Cotapata, La Paz. Bolivia. En: Ecología en Bolivia, v. 40, n° 1-43-55. La Paz.*
- Poblete, A.G., J.L. Minetti y E.M.Sierra, 1989: *La influencia del régimen hídrico Andino-Puneño en el oasis del Noroeste Argentino y Cuyo. Rev. de Geo. 30, 137-149. IPGH-OEA. México.*
- Ramirez, E., J.Mendoza, E.Salas y P. Ribstein, 1995: *Régimen espacial y temporal de las precipitaciones en la cuenca de la Paz. Bull. Inst. Fr. Etudes andines 24 (3): 391-401.*
- Roche, M.A., J. Bourges, J. Cortes y R. Mattos, 1991: *IV.1. Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. En "El lago Titicaca: Síntesis del conocimiento actual", de C.D.A.Iitis, 584 pgs.*
- Schwerdtfeger, W., 1976: *Climates of Central and South America. Elsevier, Amsterdam-N.York, 532 pgs.*
- Schwerdtfeger, W. 1951: *Bases para el pronóstico a medio plazo de las condiciones de temperatura en el otoño de Buenos Aires. Meteoros, Año 1, Nro. 1, 33-45. SMN. Bs.As.*
- Zeng, N., 1998: *Seasonal Cycle and interannual Variability in the Amazon Hydrologic Cycle. J. Geophys. Res. 104(8), 9097-9106.*

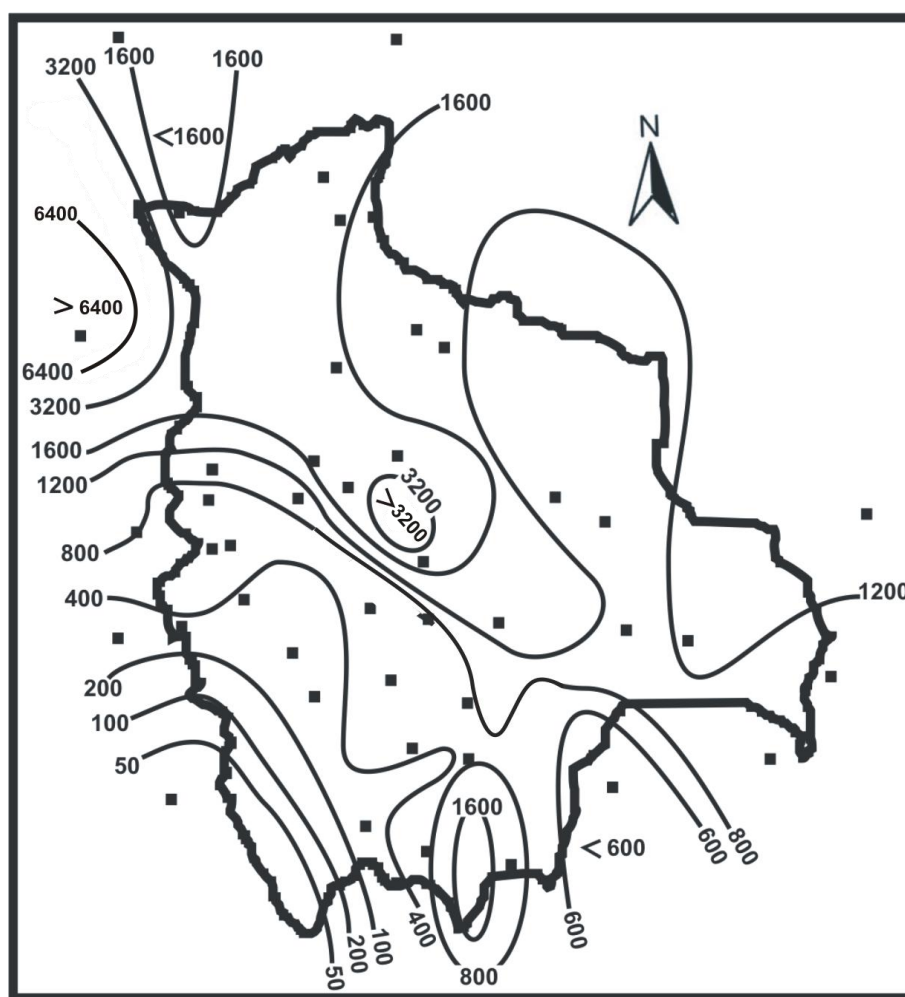


Figura 1: Precipitación media anual (mm) en Bolivia, periodo 1931-60.

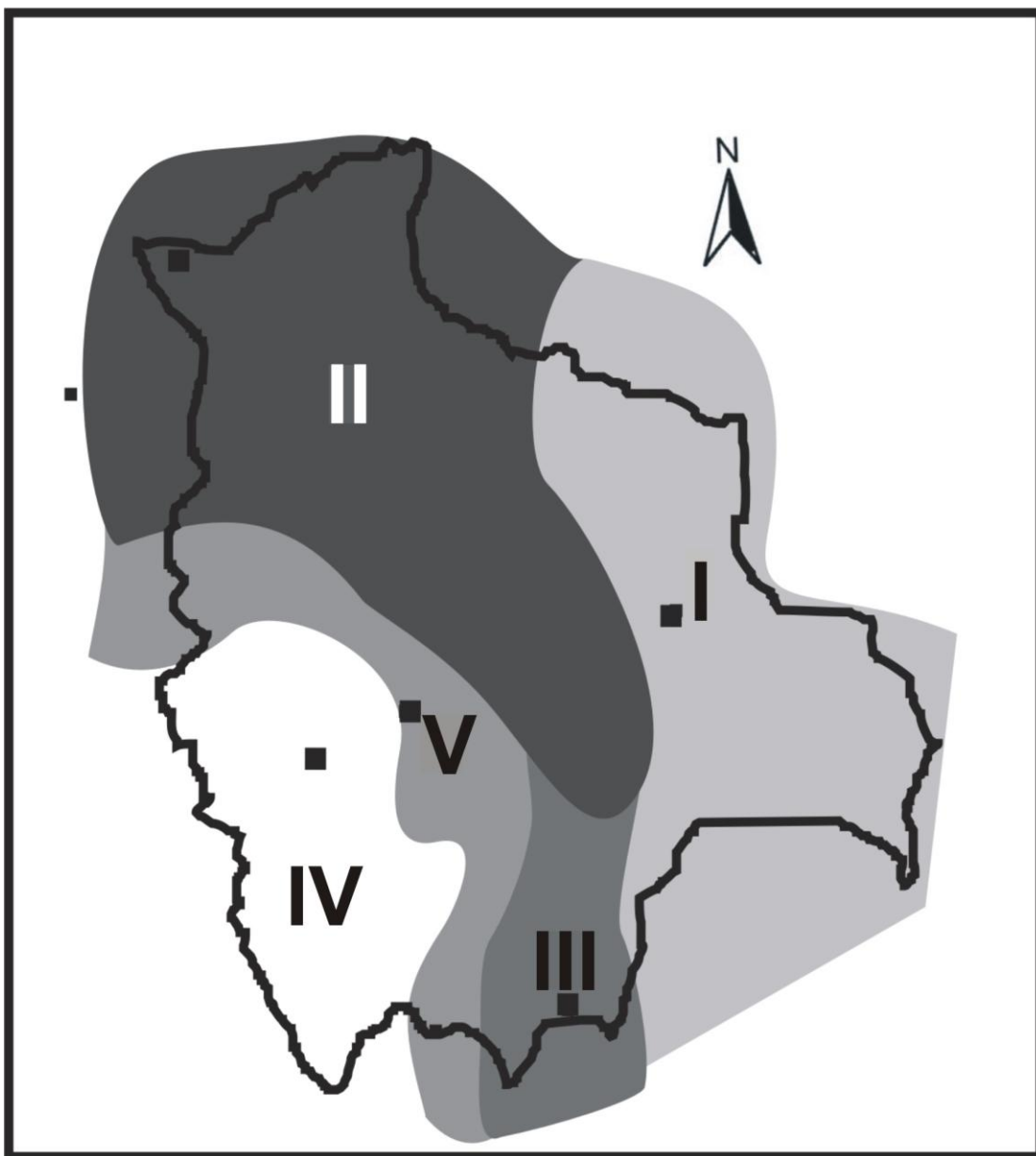


Figura 2: Regiones pluviométricas en Bolivia. Se identifican las localidades representativas que se grafican en la figura 3.

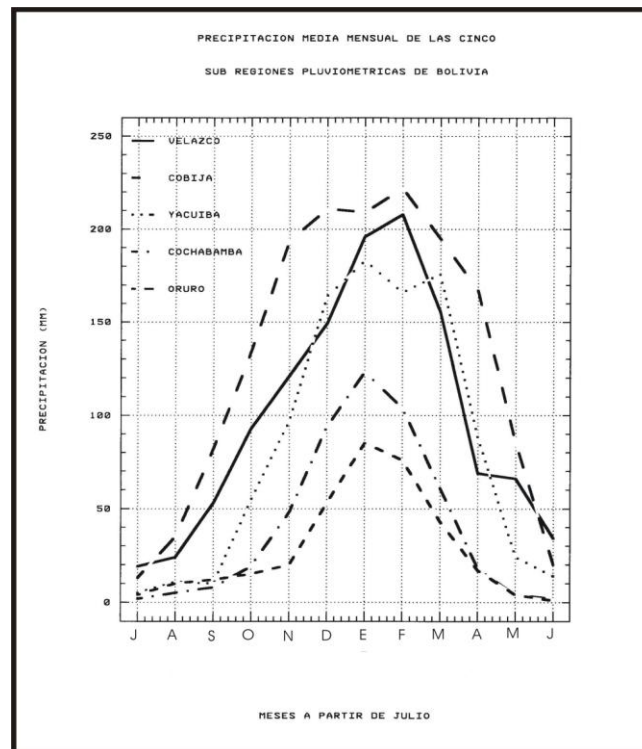


Figura 3: Precipitaciones medias mensuales de las 5 subregiones pluviométricas de Bolivia. Se ha elegido una localidad representativa por cada subregión.

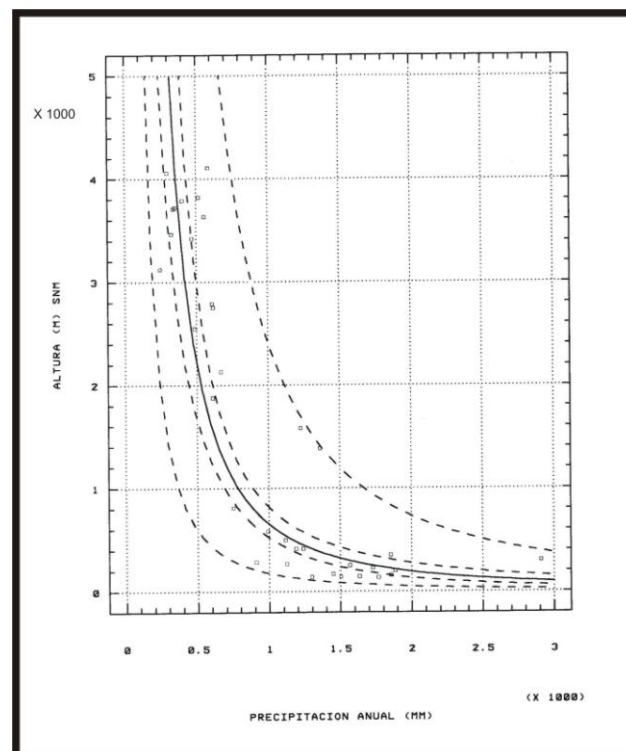


Figura 4: Regresión curvilínea entre la precipitaciones anuales y la altura en Bolivia.

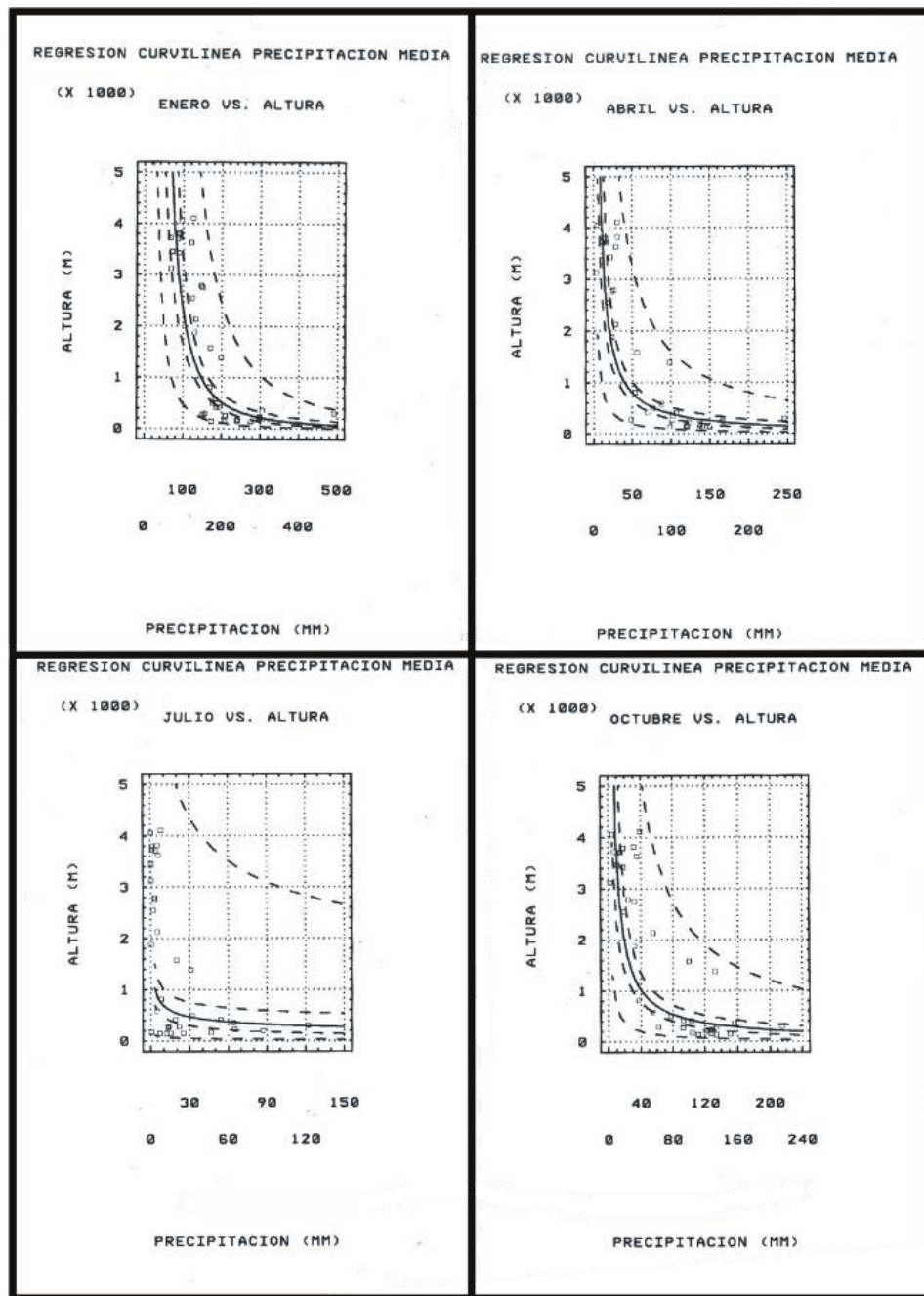


Figura 5: Perfil de precipitación media mensual con la altura para Bolivia en Enero, Abril, Julio y Octubre. Los ajustes corresponden a regresiones curvilíneas (modelo multiplicativo).

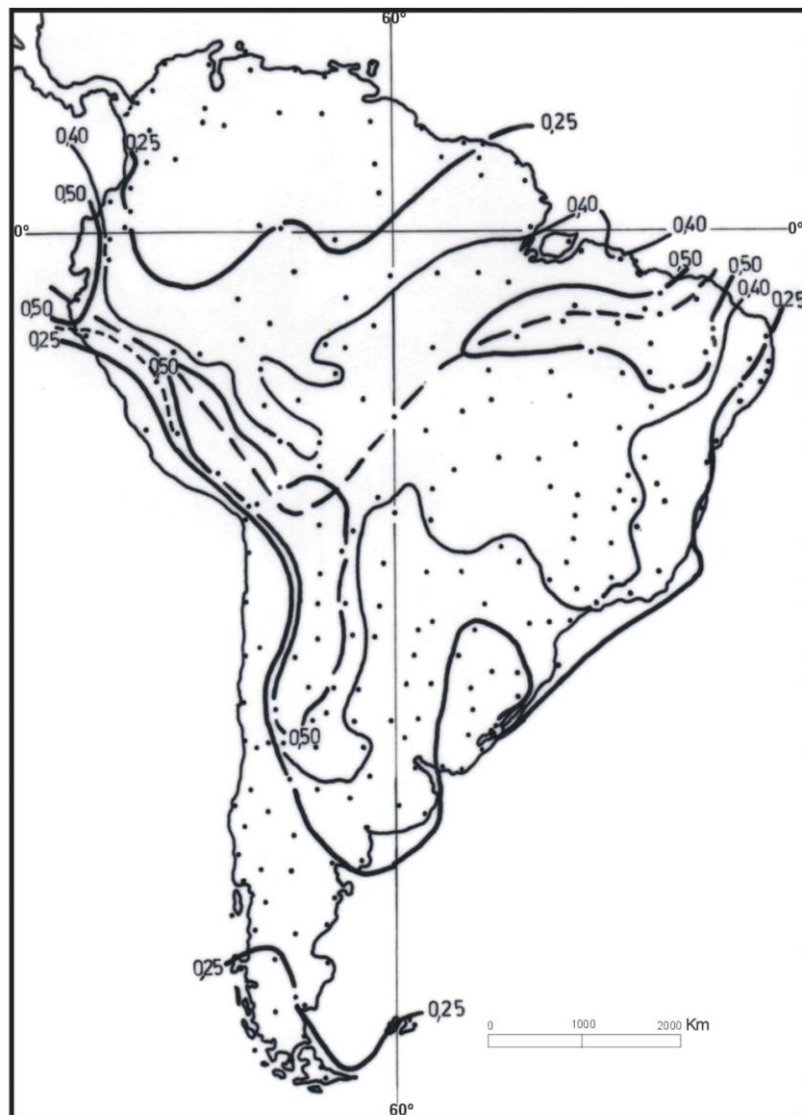


Figura 6: Concentración estival (trimestre EFM) de la precipitación en porcentaje sobre el total anual. Se inicia el eje de máxima concentración con línea quebrada.
Fuente: FAO (1985).

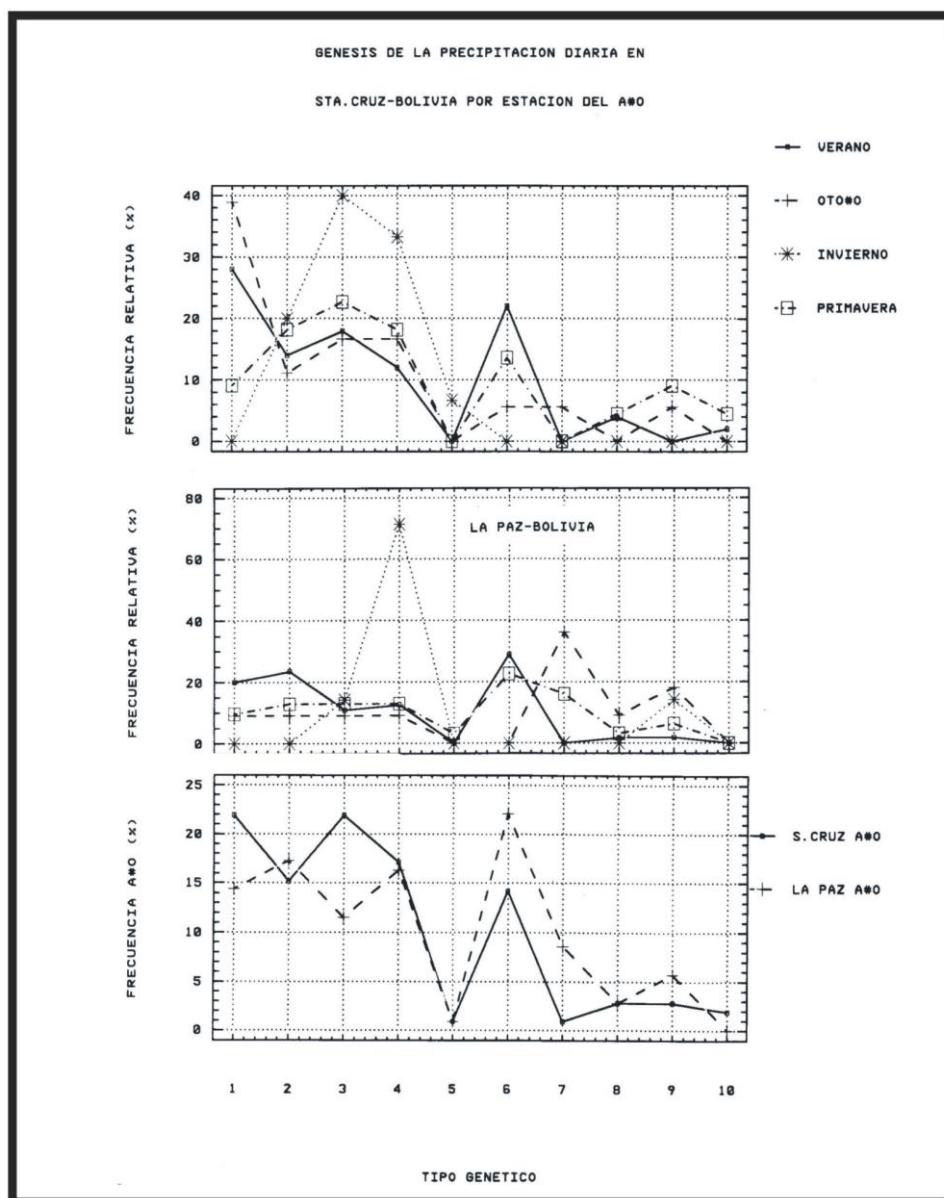


Figura 7: Frecuencias relativas de ocurrencia de precipitaciones por acción de algún tipo de mecanismo especificado (año 2010) en el eje de las absisas, 1) Inestabilidad pre-frontal, 2) Inestabilidad post-frontal, 3) Frente frío, 4) Frente estacionario, 5) Frente cálido, 6) Inestabilidad convectiva, 7) Advección de humedad del E, 8) Vaguada en superficie, 9) Vaguada en Altura, 10) Sistema nuboso convectivo de mesoescala MCCs. Arriba computo para Santa Cruz de la Sierra por estación del año, al centro idem para La Paz y abajo computo anual para ambas localidades.

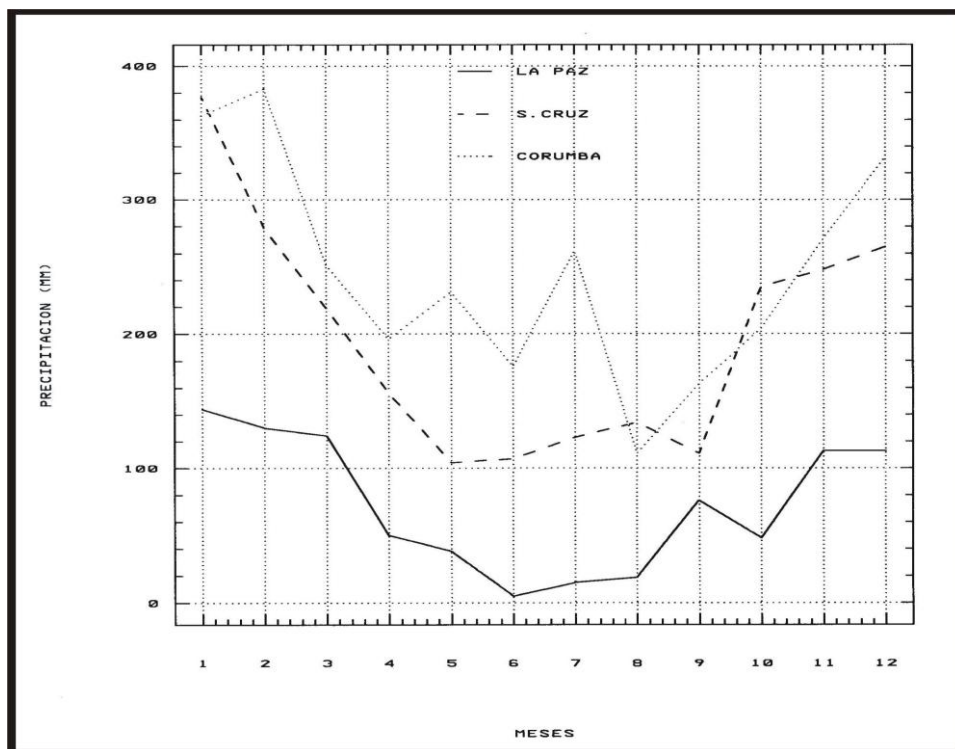


Figura 8: Precipitación máxima absoluta mensual en La Paz, Santa Cruz y Corumba.

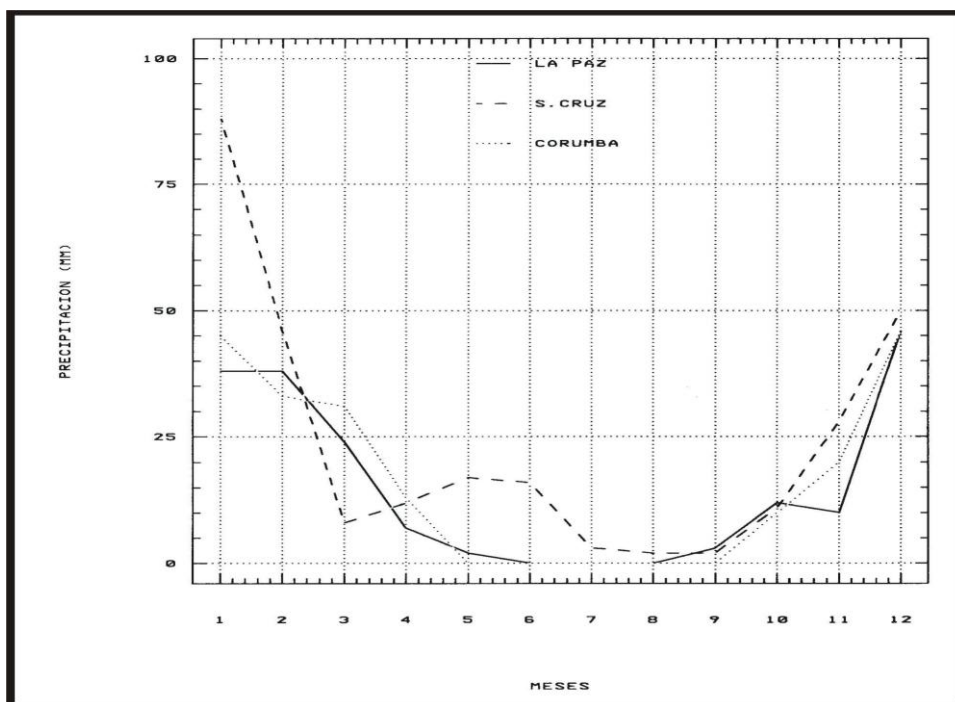


Figura 9: Precipitación mínima absoluta mensual en La Paz, Santa Cruz y Corumba.

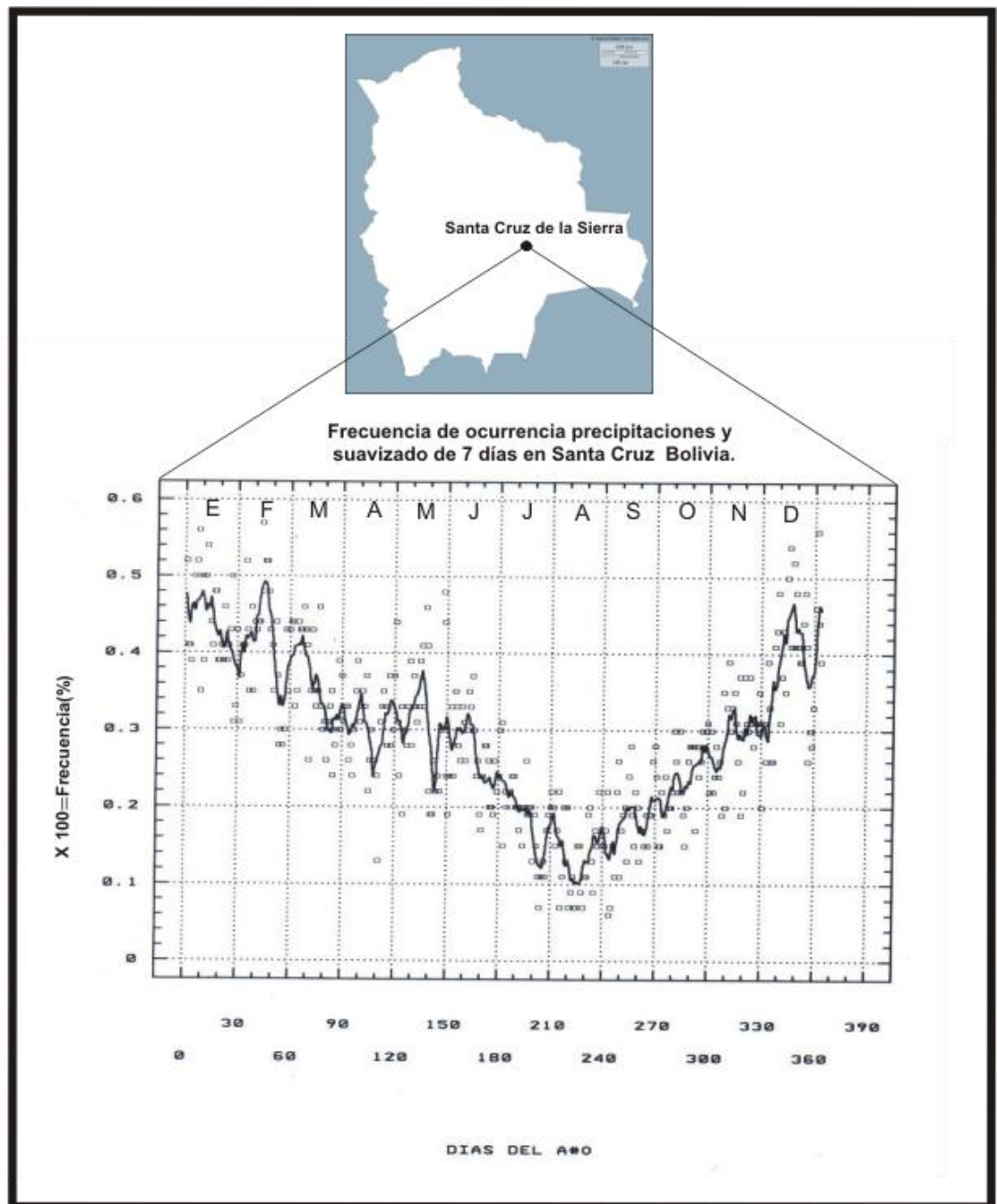


Figura 10: Frecuencias diarias de ocurrencia de precipitaciones en Santa Cruz de la Sierra (puntos) y promedio móvil de siete días (línea llena).

CAPÍTULO 8

EL RÉGIMEN DE VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES- SEQUÍAS E INUNDACIONES.

Juan L. Minetti (1, 2 y 3), Darío P. Ovejero (1 y 3) y Luis R. de la Zerda (1 y 4)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano (2) CONICET (3) Dpto. de Geografía-UNT, (4) Universidad Tecnológica Reg. Tucumán

Para llevar a cabo este trabajo, se ha requerido de un importante esfuerzo de a) construcción de un archivo de datos mensuales de precipitación por localidades, b) relleno de períodos faltantes, c) consistir la información, d) detectar y calcular datos errados. Si bien es cierto que la principal serie de datos de precipitación mensual-anual del territorio boliviano corresponde a la localidad de La Paz en el lapso 1898-2010 los análisis espaciales sólo se realizaron en el lapso 1943-44/2010-11 cuando se han podido completar un puñado de localidades en el espacio nacional.

*Así la serie más completa de datos anuales en La Paz para el período hidrológico 1888-89 (Julio-Junio) hasta el 2010-11 se ve en la **figura 1** con su tendencia. Esta última se ha representado como un polinomio de 7mo. grado y detecta a dos períodos secos, uno centrado sobre las décadas de 1930-40 semejante al observado en la región continental de Argentina (Minetti y Vargas, 1998 y Minetti y otros, 2005). El otro más lluvioso después del salto climático positivo en la década de 1950 (Minetti y Vargas, 1998). Este largo período lluvioso de por lo menos dos décadas también fue semejante al observado en Argentina, ver **figura 2** en La Quiaca al Sur del país. Sobre la última década las precipitaciones disminuyeron en toda la región Sur de Sudamérica aparentemente como resultado de un enfriamiento de gran escala de la temperatura superficial del O.Pacífico, vinculado con la PDO (Minetti y otros, 2008). Este fenómeno se acentuó a partir del año 2003, posterior a la ocurrencia de grandes inundaciones en las llanuras de Bolivia (Caputo y otros, 1985) y Argentina (Minetti y otros, 2004). En ambos procesos, las peores inundaciones se registraron al final de un ciclo lluvioso en la década de 1980 cuando las cuencas se encontraban sobresaturadas. Mientras que la gran inundación del río Piraí del 18 de Marzo de 1983 se le atribuía a El Niño, con casi idéntica intensidad El Niño 1997 no trajo este fenómeno hidrológico tan temido, lo que pone en evidencia que las generalizaciones no sirven en este análisis. Las últimas sequías observadas en la década que dejamos, marcaron sus huellas, en pérdidas de producción agrícola de verano-invierno, pérdida de fauna fluvial (Minetti y otros, 2010 c) y otras. Fluctuaciones del clima más largas, seculares, se analizarán como Cambio o Salto climático en un capítulo aparte.*

*Es importante en esta investigación la verificación si estos cambios interdecadales de las precipitaciones se observan en el resto del territorio boliviano. Para ello se ha procedido a obtener una matriz de correlación entre las precipitaciones anuales para todo el territorio boliviano (Lund, 1969). El **cuadro 1** que sigue da información de esta matriz cuando las correlaciones se tornan significantes.*

Cuadro 1: Matriz de correlación entre las precipitaciones anuales en el territorio de Bolivia. Período de análisis 1951-52 / 2010-11. Correlaciones significativas superiores a 0,25. VEL: San Ignacio de Velasco; ORU: Oruro; SUA: Puerto Suárez; IRI: Camiri; IBA: Yacuiba;

TRO: El Tropillo-Santa Cruz; IJA: Cobija; RUR: Rurrenabaque; TRI: Trinidad; PAZ: La Paz; QUI: La Quiaca y TAR: Tartagal.

Localidades	VEL	ORU	SUA	IRI	IBA	TRO	IJA	RUR	TRI	PAZ	QUI	TAR
VEL	1		0.4	0.36					0.36			
ORU		1		0.57		0.46				0.34		
SUA	0.4		1						0.32			
IRI	0.36	0.57		1		0.26			0.29			
IBA					1			0.29				0.38
TRO		0.47		0.26		1	-0.35		0.27			0.27
IJA						-0.35	1					
RUR					0.29			1		0.46		
TRI	0.36		0.32	0.29		0.27			1			
PAZ		0.34						0.46		1		
QUI											1	
TAR					0.38	-0.27						1
Tot.corr.sig.	5	4	3	5	3	6	2	3	5	3	1	3

En esta matriz de correlación se advierte la existencia de un subgrupo de cinco localidades con precipitaciones asociadas que incluye a Trinidad como localidad cabecera. No es Santa Cruz (El Trompillo) con seis asociaciones por la existencia de correlaciones negativas (invertidas) con TAR e IJA. El segundo sub grupo está constituido por La Paz, asociado con Oruro y Rurrenabaque. El tercer sub grupo está conformado con Tartagal y Yacuiba por su cercanía, y quedarían dos sub regiones con localidades no asociadas con ninguna otra completadas con La Quiaca y Cobija, que tiene una asociación invertida y significativa con TRO. Un avance sobre esta inversión en la variabilidad interanual entre el N y S de la cuenca del río Mamoré ha sido mostrado por Espinoza y otros (2009). Estas subregiones pueden verse en la **figura 3** con dos regímenes claros de variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones anuales. Una la del llano oriental y la segunda del Altiplano.

La **figura 4** representa a los cambios temporales de las precipitaciones anuales en las dos localidades representativas de Bolivia, Santa Cruz y La Paz. Estas se representan en idéntico período en el lapso 1943-44/2010-11, ambas con sus tendencias como polinomios de 4to. grado. Se advierte muy bien el cambio ocurrido en la década de 1970, aquí después del salto climático observado en Argentina sobre la década de 1950. Al final de las dos décadas muy lluviosas de 1970 y 1980, ocurrieron las principales inundaciones de Bolivia. También está claro que en las décadas recientes las precipitaciones disminuyeron y aparecieron las sequías, ambos como problemas regionales del clima variando en forma interdecadal. La **figura 5** muestra al índice de sequía de Minetti y otros (2010 a) analizado para toda Bolivia como parte de la Vigilancia Climática Regional Operativa llevada a cabo por el Laboratorio Climatológico Sudamericano. El índice tiene identificado a dos períodos, uno más lluvioso o menos seco en la primera mitad del período y uno más seco que apareció en las últimas décadas. Esta onda de largo período ha sido identificada como debida a cambios en la oscilación PDO (Pacifical Decadal Oscillation) (Minetti y otros, 2008) y su longitud de onda es de alrededor de 50-60 años (Anderson, 1992) con 25-30 años más lluviosos e igual período con años más secos en promedio. Dentro del período más lluvioso reciente de Bolivia se han identificado a los años 1977-78 y 1982-83 con inundaciones y graves afectaciones a la economía de este país (Loza, 1977 y Caputo y otros, 1985). Como más secos en las últimas décadas se identifica a la sequía del 1997-98 (Capel

Molina, 1998) y las pérdidas ocasionadas por la sequía última del año 2010 vinculada con La Niña.

Hasta el presente se han identificado la naturaleza de la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones en diversas escalas, desde las rápidas, posiblemente debidas al ENSO y las más lentas o interdecadales debidas al PDO. Dentro de los eventos más severos también se han identificado a los años críticos que han generado inundaciones y sequías con graves pérdidas humanas y económicas. El **cuadro 2** a continuación muestra la responsabilidad de la génesis de la variabilidad mensual de las precipitaciones como diagnóstico, todas a partir de unos diecisiete variables que explicarían la responsabilidad física de la variabilidad (Minetti y otros, 2010 b).

Cuadro 2: Correlaciones significativas entre el índice de sequía de Bolivia por mes y diecisiete variables diagnosticadoras. Período de análisis 1961-90. **PA:** presión atmosférica en el O. Pacífico, **DAP:** diferencia entre la presión atmosférica del O. Atlántico menos el O. Pacífico, **IT:** gradiente de presión atmosférica a través de la Cordillera o índice transcordillerano, **BUSD:** gradiente de presión atmosférica entre Bs. As. y Santiago del Estero, **ICZA:** gradiente de presión atmosférica en la Patagonia o índice de circulación zonal entre Valdivia y Pta. Arenas, **DASP:** diferencia de presión atmosférica entre el O. Atlántico Sur y el O. Pacífico, **PAS:** presión atmosférica en el O. Pacífico Sur, **BAI:** baroclinicidad austral o gradiente de anomalías de temperaturas entre Bs. As. y Río Gallegos, **TRIO:** anomalía de temperatura media de Río de Janeiro, **TLIM:** anomalía de temperatura media en Lima, **TGAL:** anomalía de temperatura media en Río Gallegos, **ATSGO:** anomalía de la amplitud térmica en Santiago de Chile, **TXBUE:** anomalía de temperatura máxima media en Bs. As., **SOI:** Índice de Oscilación del Sur, **RB:** anomalía de las temperaturas medias entre R. de Janeiro y Bs. As. o baroclinicidad tropical, **RT:** anomalías de las temperaturas medias entre R. Janeiro y Tucumán o baroclinicidad meridional, **DRICB:** gradiente de presión atmosférica entre R. Janeiro y Córdoba.

Variables/meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	T
PA							0.40		-0.40				2
DAP													0
IT													0
BUSD			-0.43							0.42			2
ICZA	0.42	0.43			-0.41								3
DASP													0
PAS													0
BAI													0
TRIO										-0.40			1
TLIM													0
TGAL													0
ATSGO													0
TXBUE	0.46												1
SOI					0.50								1
RB													0
RT									0.42				1
DRICB			-0.44									-0.40	2
Cant.pred.	2	1	2	0	2	0	1	0	2	2	0	1	13

Puede advertirse en los resultados de la misma que los aspectos físicos explicativos en tiempo simultáneo con variables conocidas en la Vigilancia Climática Operativa que la mayor

explicación la realiza el índice de circulación zonal del Oeste establecido como el gradiente de presión entre Valdivia y Pta. Arenas (Chile). No se ve un mes con mayor capacidad significativa de predicción y las temperaturas del mar costeras en Sudamérica no arrojan señales de responsabilidad en la variabilidad del índice. También esta matriz de asociación es la que menos explica la variabilidad de las precipitaciones entre las restantes seis subregiones del Sur de Sudamérica. Por este motivo se entiende que la mayor capacidad de diagnóstico o pronóstico en las precipitaciones mensuales se encuentran sobre los bordes anticiclónicos en Sudamérica, y las menores sobre la región continental y por último Bolivia. En estas regiones de menor explicación de los procesos, los eventos de lluvia serían más aleatorios y menos determinísticos por la naturaleza de la convección.

El **cuadro 3** interrelaciona a las lluvias puntuales de dos localidades de Bolivia (La Paz y Santa Cruz) con el índice de sequía total del país y la condición térmica oceánica en los litorales del O.Pacífico y O.Atlántico.

Cuadro 3: Relaciones entre precipitaciones anuales puntuales, areales y condiciones térmicas del mar periférico a Sudamérica. Período N= 67 años. $R_c=0.23$. ISEQBOL índice sequía anual Bolivia; RRUZ precipitación anual Santa Cruz; RPAZ idem La Paz; TILIM temperatura mínima media de Lima; TIRIO idem anterior en Río de Janeiro.

VARIABLES	ISEQBOL	RRUZ	RPAZ	TILIM	TIRIO
ISEQBOL	1		-0.52		
RRUZ		1			
RPAZ	-0.52		1	-0.28	
TILIM			-0.28	1	0.35
TIRIO				0.35	1

De este cuadro se infiere que a) solo la precipitación anual de La Paz tiene vinculación con el índice de sequía total de Bolivia; b) solo la precipitación anual de La Paz en el Altiplano tiene una relación con la temperatura del mar en el O.Pacífico (ENSO) ya mostrado por Ronchail (1995) y c) se observa una conexión directa (+) entre las temperaturas litorales del O.Pacífico y Atlántico. Ronchail (1995) además muestra que los cambios pluridecenales (interdecadales) son más relevantes en el llano oriental que el propio ENSO.

En un análisis más exhaustivo sobre la predecibilidad de las precipitaciones mensuales de todas las localidades que contienen información sobre Bolivia se encontró que el ENSO es un predictor efectivo de las precipitaciones de Febrero. La baroclinicidad austral (BA) como diferencia térmica entre latitudes medias y altas en Argentina lo es sobre las lluvias de Junio. El impacto del ENSO sobre las precipitaciones de las tierras altas (La Paz) y bajas de Bolivia (Santa Cruz) en todos los meses se puede ver en el **cuadro 4**.

Cuadro 4: Diferencias entre las precipitaciones medias en localidades de Bolivia por mes, entre años cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) en el O.Pacífico Ecuatorial.

Localidades/ meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
La Paz	26	-29	-10	-4	0	1	0	-7	-14	-7	1	-8
Santa Cruz	-8	40	-45	2	12	-3	-30	5	26	21	12	0
Diferencia	34	69	35	6	12	4	30	12	40	28	11	8

Se advierte en este cuadro que las principales diferencias entre años El Niño/La Niña quedan establecidos en los meses de Febrero y Septiembre siendo negativos/positivos en La Paz para El Niño/La Niña y a la inversa en Santa Cruz. Estas diferencias preferenciales muestran que en

solo dos meses del año, el 17% estas variables son útiles para la predicción climática. Esta condición es conocida en La Puna Argentina (Minetti y otros, 2006) por los contrastes de eventos secos/lluviosos entre tierras altas/bajas del Noroeste de Argentina.

SEQUIAS E INUNDACIONES

Existen varias definiciones de sequías e inundaciones (Minetti y otros 2010 a), pero siempre nos referiremos a importantes déficit o excesos de agua de tipo climático observados mediante algún índice. El índice propuesto por el autor computa a partir de los valores medianos mensuales de precipitación de cada localidad, el porcentaje de localidades de una red espacial de pluviómetros que han registrado lluvias debajo de lo normal. Este índice (cantidad de localidades secas/cantidad total de localidades) analizado con catorce localidades se exponen en el **cuadro 5**. La suma de estos índices mensuales han sido representados en la **figura 5** para la detección de años secos o lluviosos. Se aclara además que si bien este índice parece no contener a la intensidad de las mismas, el autor muestra que hay una relación lineal entre el porcentaje de localidades secas con la intensidad de las mismas. En otras palabras, un índice elevado como el usado aquí, mayor que 0.70 (o 70% de localidades secas en Bolivia) está indicando una sequía intensa. Índices entre 0.5 y 0.69 no han sido considerados en esta detección.

Cuadro 5: Detección de sequías de longitud igual o mayor que un mes mediante el índice propuesto. Se identifican los meses secos iguales o mayores que 0.7 con una "X". Detección de períodos con excesos hídricos por mes superando a sus medianas (+). En este caso se identifican los meses con valores iguales o menores que 0.3 o sea un 70% de localidades con precipitaciones.

Años/ Meses	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1951		+	+	X			X	+			+	
1952	+	+	X		X	+	+	+				
1953		X			+		X	X		+	+	
1954		+	+		+	+			+			X
1955			+						X			
1956	+	X	X		X		+			+	X	X
1957		+	X	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1958				X	+		+		+	+		+
1959	+			+				+				+
1960		+		+	+	X	X	+		+	+	X
1961			X	+	+		X	X		+		+
1962		X		+			X			X	X	
1963			X		X		X	X	X	X	X	X
1964	X		+		+				+	+	+	
1965	+						+					+
1966	X	+			+		X	X			X	X
1967				X					X			
1968		+	X					+				+
1969	+					+						
1970				+				X			X	
1971												X

1972								+				+
1973				+	+		+	+				+
1974				+			+	+		+	X	+
1975	+					+			+		+	+
1976	+			+			X					+
1977					+		+	+	+		+	+
1978	+	+				X					+	+
1979	+		+	+		X				X		+
1980							+	+	+	+		
1981	+	+					X	+				+
1982		+	+			+					+	
1983					+		+		X	X		X
1984					X		X	+				
1985				+	X					X		
1986	X			X				+		X		
1987		X	X			X				+		
1988	X					X	X	X	X	X		
1989	X	X				+	+					
1990	X	X	X	X			X		X	X		
1991		X			X	+		X		X		X
1992	X		X	X			+					+
1993		X										
1994	X		X	X			X	X	+	+		
1995				X		X		+	X	X		
1996		X				X	X	+	+	X		
1997		+					X		+	X		X
1998	X	X	X		X	X	X	+				X
1999	X							X	X	X	X	
2000		X		X		+		+				
2001				X	+					+		
2002	X	+			+	X	+		X			X
2003				X		X	X	+				
2004			X				+					
2005		+			X	X	X	X				
2006	+	X		+	X				X			
2007						X		X				
2008	+				X	X			X		X	
2009	X		+	+		X	+					
2010				X		X			X		X	X
2011		+				X	+	X			X	+

En esta tabla puede verse, la reiteración del lapso lluvioso ya mostrado por las figuras anteriores entre 1964-85. El período más seco de siete meses se observó entre Julio de 1963 y Enero de 1964 y fue recordada por los medios como principal referencia cuando ocurría la sequía del 2005 (Diario Los Andes, 2005). Las sequías en general, suelen ser por la geografía del país y los daños económicos más severos que el producido por las inundaciones. En el caso mencionado del 2005, el gobierno debía proveer de agua potable y alimentos, había colapsado el transporte fluvial por el bajo nivel de los ríos afectando principalmente a los departamentos de Beni y Pando tradicionalmente inundados. También había dejado aislado en este caso a una

gran cantidad de pobladores rurales y un brote de enfermedades por peces y mamíferos muertos. Otro factor de impacto era la escasez de combustible que se transporta naturalmente por vía fluvial. En estos períodos también se ha observado la proliferación de incendios forestales sin control con importante pérdida de masa forestal.

Las inundaciones a su vez, pueden ocurrir como fenómeno (meteorológico) en espacios más reducidos o más grandes como los debidos a Sistemas Nubosos Convectivos Complejos de Mesoescala (MCCs), que se pueden extenderse sobre superficies más pequeñas que el territorio de Bolivia (Velazco and Fritsch, 1987). Estos son de una gran peligrosidad cuando actúan sobre grandes llanuras deprimidas de escaso drenaje. Mientras que las sequías son procesos más generales y simples, las inundaciones resultan de procesos más complejos y reducidos. Un terreno se puede inundar por un sinnúmero de causas donde interviene, el relieve, su pendiente, densidad de drenaje, capacidad de infiltración variante con los días y meses, intensidad de la lluvia, acción antrópica debido a la construcción de obras viales mal diseñadas, mal manejo agrícola, etc. Todos estos factores pueden ser locales o autóctonos, pero el agua que inunda a una región puede provenir de otras regiones donde ha precipitado en abundancia y derrama agua sobre otros espacios geográficos. Por supuesto, estamos relatando a las inundaciones no marinas sobre zonas costeras que es otro problema. En el caso aludido, el agua alóctona viene de otras regiones e ingresa a la zona a inundar que puede estar físicamente en una diversidad de condiciones. La zona central-Norte de Bolivia, está atravesada por una serie de ríos de gran caudal que proviene de su zona más lluviosa con más de 3000 mm al año, como lo son los ríos Mamoré, Beni, Grande, Chapare, Ichilo y Madre de Dios. Todos estos ríos de gran caudal y capacidad de escurrimiento lateral al curso principal, es la normalidad en Bolivia, principalmente sobre la estación lluviosa de verano. Más al Sur otros ríos de la cuenca del Plata como el Pilcomayo y Bermejo en sus nacientes, ofrecen parecidos comportamientos. Estos riesgos han sido tratados en una extensa publicación de la WFP-PMA, FAO, SINSAT y MDSP (2002). Desde el punto de vista de la frecuencia en que ocurren estos eventos, se puede decir que al Norte del país son normales las inundaciones y al Sudoeste y Sudeste del mismo las sequías. Condiciones más normales para el desarrollo antrópico se observan en la zona transicional del centro.

Sequías y excesos mensuales que cubran al 70% o más de las localidades en Bolivia, suelen observarse en el 14.5 y 14.8% de todos los casos (61 años x 12 meses = 732 meses analizados en el conjunto). Sequías o excesos que puedan comprometer a las actividades antrópicas pueden ocurrir en el 4 o 4.2% de los casos. La suma de ambas sería el nivel de riesgo país frente a eventos extremos generalizados, que afecten simultáneamente al 70% o más del territorio.

El período más llovedor observado ocurrió entre Marzo 1957 hasta Diciembre del mismo año con nueve meses, la mayor persistencia conocida en el período 1951-2011. Si bien es cierto que no hay registros de esa época en los análisis de los impactos de El Niño 1957-8 se han tenido en cuenta diversos aspectos vinculados con las inundaciones (Perradas, P., 1984-Internet sin referencias). Ellos son: a) Hubo un cambio en la vulnerabilidad de los sectores más expuestos; b) Existe la necesidad de priorizar para minimizar los riesgos, inversiones a proteger, salvaguardar los recursos productivos de mayor valor, etc. ; c) El impacto de las inundaciones sobre zonas de excesiva concentración humana con elevada pobreza y el agravamiento de condiciones sanitarias puede favorecer la proliferación de epidemias y enfermedades, con aumento en la dificultad de recuperación; d) La necesidad de coordinar los esfuerzos y defensa civil entre los municipios y aumentar su capacidad de comprensión de los fenómenos y como resolverlos; e) Existe ausencia de estrategias integrales de manejo de cauces, haciendo que algunas medidas de mitigación resulten contraproducentes; f) Hay una

débil capacidad de adecuación de la pequeña agricultura y ganadería a los eventos extremos; g) Mejorar la información y educación de la población mediante el uso de medios masivos de comunicación.

Cuadro 6: Inundaciones urbanas contemporáneas en Bolivia (1982-2002).

Año	Fecha Mes	Departamento	Zona de ocurrencia inundación	Evento o Río desbordado	Nro. Damnificados	Nro. Muertos	Observaciones
1982	Julio	Beni	Trinidad	Inundación, Desborde río	-	-	Ciudad aislada por destrucción caminos y pista aterrizaje
1983	Marzo	Santa Cruz	Ciudad	R.Piraí	5.000 hab.	250	Se inundaron barrios y 3000 viviendas destruidas
1984	-	La Paz	Barrios de la ciudad	-	-	-	Sifonamientos, desbordes y mazamorra
1984	Marzo	Tarija	Ciudad	R.Gadalquivir	-	-	Derrumbe de casas y anegación de grandes áreas agrícolas
1985	Enero	Cochabamba	Ciudad Parotani	-	-	-	Viviendas destruidas
1988	-	Oruro	Santa Bárbara	R.Tagarete	-	-	B° Sta.Bárbara anegado y evacuado
1990	Enero	La Paz	La Paz	Lluvias y deslizamientos	100 familias	-	4 B° afectados
1990	2 Enero	Pando	Cobija	R.Acre	40 familias	-	40% población afectada
1998	Febrero	Cochabamba	Urbanización LAB	Lluvia y Mazamorra	-	-	Viviendas inundadas hasta 2m
1998	23 Febrero	La Paz	Sur ciudad	R.Huaynajahuira	-	-	Daño viviendas
1998	8 Marzo	Sucre	Av.Ejercito	Lluvia torrencial	-	-	Decenas casas destruidas
2001	-	Oruro	Urbanización La Aurora	R.Paria	813 familias	-	Daños generales e inundación
2002	19 Febrero	La Paz	Ciudad	Lluvia y granizo intenso 41mm/h	5.000 hab	63	146 heridos, 28 casas destruidas y 128 afectadas

En un análisis del período 1982-2002, Montenegro y Seleme (2003) mostraron una evaluación sobre el impacto de las inundaciones en Bolivia que se muestra en el cuadro siguiente. Como puede verse en este cuadro, por lejos los eventos de la inundación de Santa Cruz y la tormenta de La Paz han ocasionado muertes de personas y daños a más de 5.000 habitantes. En este apartado no mencionaremos los daños a la agricultura por estos eventos dejándolo para otro capítulo de “Clima y producción agropecuaria”. Algunos ejemplos de inundaciones rural o urbana se ven en las figuras 6 y 7, y en las figuras 8 y 9 se ven algunas situaciones de sequía extrema.

LITERATURA CITADA

- Anderson, R.Y., 1992: Long-term changes in the frequency of occurrence of El Niño events. 193-200. En *El Niño Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Ed. Por H.Díaz and V.Markgraf, 476 p.
- Capel Molina, J.J., 1998: El Niño 1997-98 y su impacto climático global. *Papeles de Geografía*, N° 27, 15-40. Universidad de Almería.
- Caputo, M.G., J.E.Ardoy y H.M. Herzer, (SEARPI), 1985: Las inundaciones en Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. En "Desastres Naturales y Sociedad". Compañía Editora Latinoamericana, 119-128.
- Espinoza Villar, J.C., Lavado, W., Ordoñez, J.J., Pascal Fraizy, Loup Guyot Jean, Ronchail, J., Vauchel, P., Cochonneau G., Filizola, N., Labat, D., de Oliveira, E., 2009: Evolución regional de los caudales en el conjunto de la cuenca del Amazonas para el periodo 1974-2004 y su relación con factores climáticos. *Rev. Per. Geo-Atm. RPGA* (1).
- Los Andes, últimas noticias, 2005: La Amazonia boliviana soporta la peor sequía desde 1963. Internet.
- Minetti, J.L., y W.M. Vargas, 1998: Trends and jumps in the annual precipitation in South America south of the 15°S. *Atmósfera* 11, N° 4, 205-222.
- Minetti Y Otros, 2005: El Clima del Noroeste Argentino. Cap. 10, "La variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones en el Noroeste Argentino. Ed. Magna, 449 pgs. S.M. de Tucumán.
- Minetti, J.L., J.N.Paegle, W.M.Vargas, A.G.Poblete y F.Figueroa, 2004: Inundación de Santa Fé-Procesos climáticos e hidrológicos coadyuvantes. IX Congreso Argentino de Meteorología. 3-7 de Oct. Bs.As.
- Minetti, J.L., W.M.Vargas, y M. del V. Leiva, 2006: Cambios en la precipitación media de Argentina y Chile relacionadas con el ENSO. Análisis de mesoescala en el Noroeste Argentino. *Rev. de Geo.* Año IX, N° 10, 31-40. IGA-UNSJ.
- Minetti, J.L., G.Naumann, W.M.Vargas y A.G.Poblete, 2008: Las sequías en el largo plazo y sus precursores invernales. *Rev. de Geo.*, Año X, N° 12, 26-37. IGA-UNSJ.
- Minetti, J.L., W.M. Vargas, A.G. Poblete and M.E.Bobba, 2010 a: Regional Drought in the southern South America. *Theor Appl Climatol* 102, 403-415. Springer-Verlag.
- Minetti, J.L., W.M.Vargas, A.G.Poblete and M.E.Bobba, 2010 b: Regional Drought in the Southern of South America-Physical Aspects. *Rev. Bra. Met.*, Vol. 25, N° 1, 88-102.
- Minetti, J.L., J.A.González y D.P.Ovejero, 2010 c: Desastre ecológico global 2010 c. *Rev. de Geo.* N° 14, 40-47. UNSJ.
- Montenegro Terrazas, L.E. y M.Escobar Seleme, 2003: Capítulo 5-Bolivia. Ocupación territorial y tendencias.
- Ronchail, J., 1995: Variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia. *Bul. Inst. fr. Études Andines*, 24 (3): 369-378.
- Velazco, I. And J.M. Fritsch, 1987: Meso-scale convective complexes over the Americas. *J.Geophysics.Res.* vol. 92, 9591-9613.
- WFP-PMA, FAO, SINSAAT y MDSP, 2002: Análisis y cartografía de la vulnerabilidad a la inseguridad alimentaria en Bolivia. A.Cuellar Ed. 145 pgs.

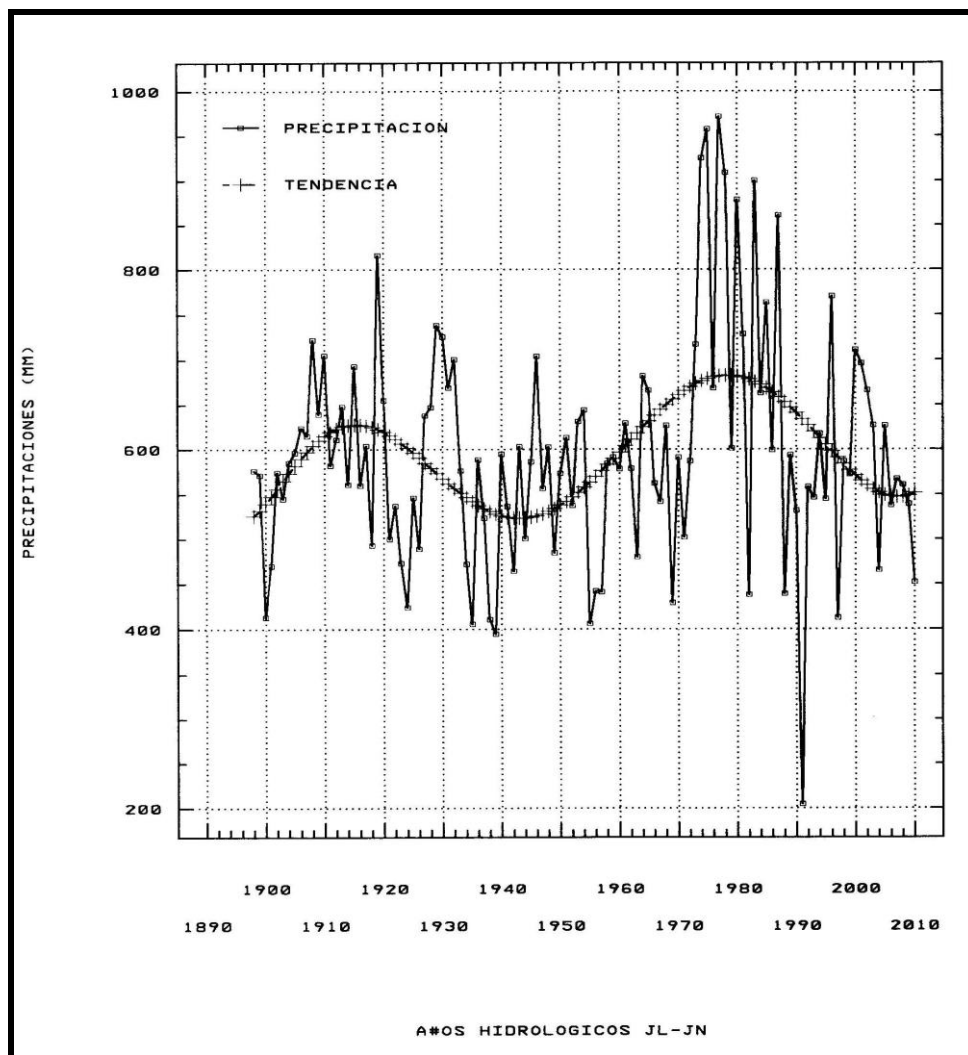


Figura 1: Precipitación anual (Julio-Junio) en La Paz con tendencia (polinomio de 7mo.Gr.).

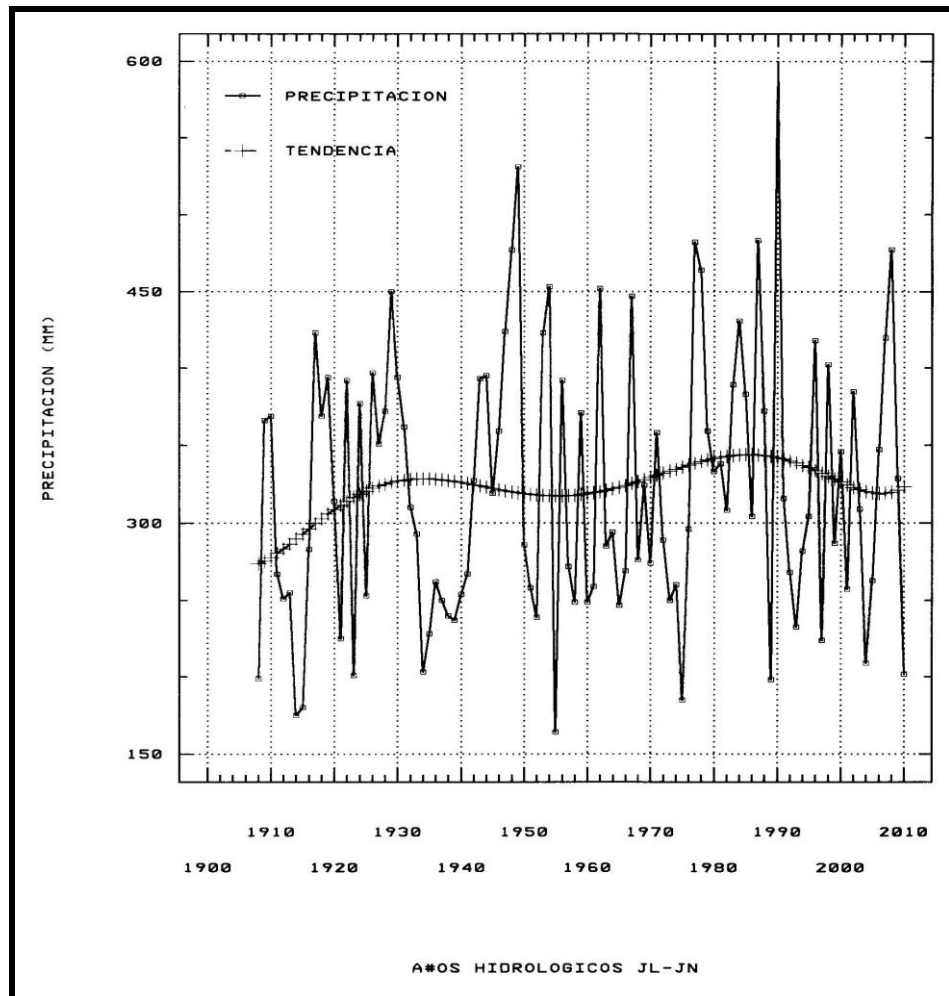


Figura 2: Precipitación anual (Julio-Junio) en La Quiaca-Argentina con tendencia (polinomio de 7mo. Gr).

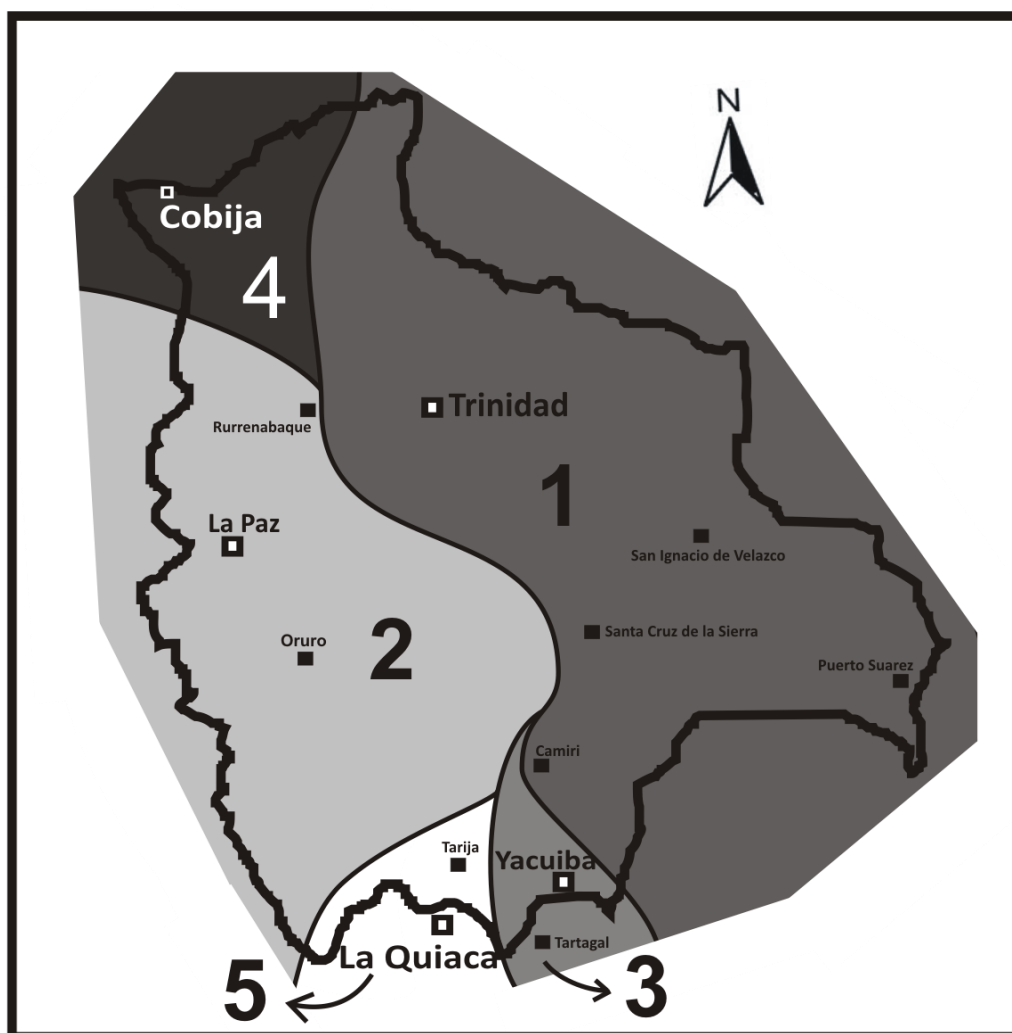


Figura 3: Áreas homogéneas de variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia. Cabecera de Tipo 1(Trinidad), de Tipo 2 (La Paz), de Tipo 3 (Yacuiba), de Tipo 4 (Cobija) y de Tipo 5 (La Quiaca).

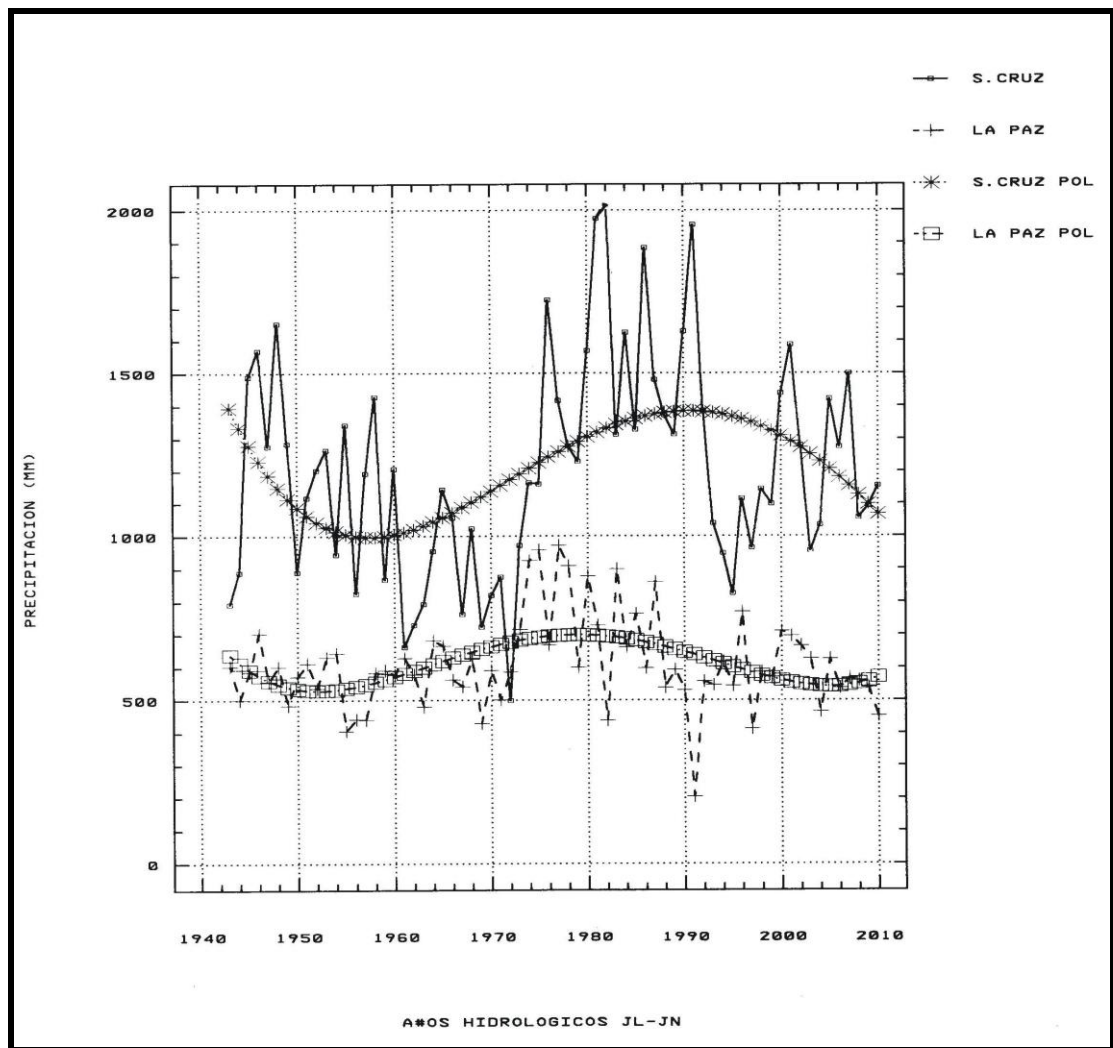


Figura 4: Precipitación anual (Julio-Junio) en La Paz y Santa Cruz con tendencia (polinomio de 4to.Gr.)

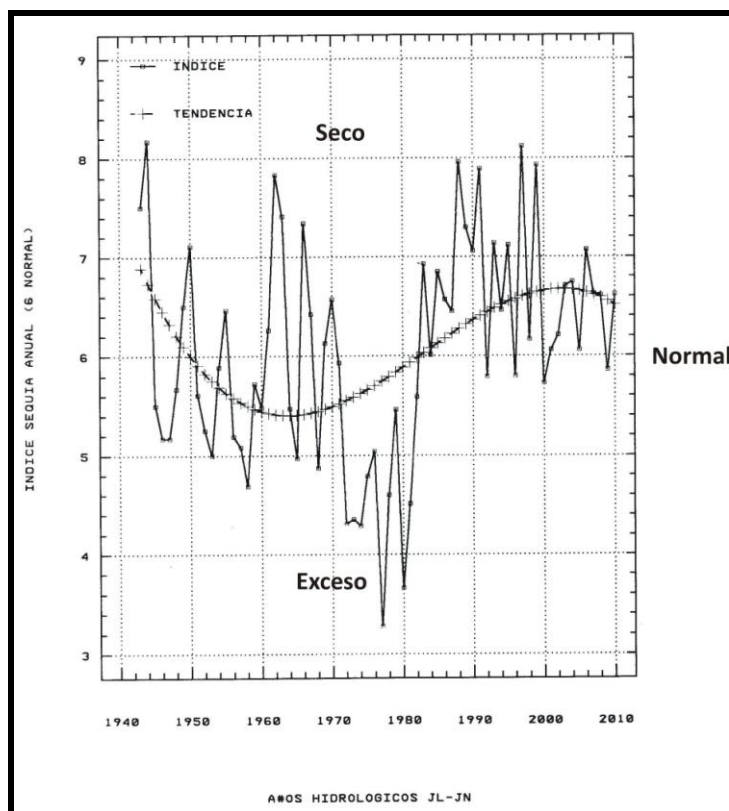


Figura 5: Índice de sequía anual (Julio-Junio) en Bolivia con tendencia (pol. 4to. Gr).



Figura 6: Campos inundados en Bolivia. Importantes pérdidas en agricultura (orgulloboliviano.blogspot.com).



Figura 7: Zona urbana con inundación en Bolivia. (Perlavision.icrt.cu).



Figura 8: Pérdida de un cultivo afectado por sequía en Bolivia. (Bolivia-riberalta.com).



Figura 9: *Curso de agua seco en Bolivia. (profgeo.wordpress.com)*

CAPÍTULO 9

LOS MESOCLIMAS

Juan L. Minetti (1, 2, 4), Arnobio G. Poblete (1, 3) y Darío P. Ovejero (1)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano

(2) Depto. de Geografía-UNT

(3) Depto. de Geografía e Instituto de Geografía Aplicada-UNSJ

(4) CONICET

Para encarar estudios climatológicos generales y específicos (regionales, provinciales o de menor escala) es necesario tener en cuenta primero la existencia de datos distribuidos en el espacio o campos analizados (información espacial-estacional-anual) de las variables climáticas más importantes (precipitación, temperatura, radiación, etc.) o como una combinación de ellas (evaporación, balance hídrico, etc). Esta información ha sido tratada con anterioridad en el Atlas Climático de Bolivia -ACB- en una escala apropiada para su presentación. Como acción final surge la necesidad de una clasificación climática (Tipología Climática) a través de un índice que sintetice a las mismas. Sobre este aspecto existen en el país tipologías climáticas generadas con diversas metodologías en diferentes escalas realizadas por Baltes y otros (1979), Atlas Udape (2007). La inexistencia de resoluciones climáticas mesoscálicas ha conducido a diversos investigadores a realizar trabajos de cartografía temática mediante un trasvasamiento de escala, con ampliación local de las clasificaciones realizadas para el territorio boliviano en trabajos parciales.

Además de lo comentado, existen tres aspectos genéricos que revelan las carencias en investigaciones climáticas de Bolivia. Ellos son: A) Un problema de tipo nominal, B) otro de tipo conceptual y el rubro vinculado a C) la transferencia tecnológica (Poblete y Minetti, 1989).

Desde el punto de vista nominal, corrientemente se emplean en distintos ámbitos, terminologías ambiguas cuando se habla de clima de Bolivia, en lo que se refiere a la extensión espacial del término y a su semántica. Por ello, es necesario difundir un vocabulario técnico fundamentado racionalmente, y más preciso cuando se hace referencia a su extensión espacial y su contenido implícito. Conceptualmente el clima de un lugar, explicita las condiciones naturales del ambiente medio como resultado de la síntesis de todos los elementos atmosféricos en una combinación única, que depende fundamentalmente de condiciones locales y fenómenos advectivos. Como se ve esta definición excluye los elementos artificiales del clima originados por el factor antrópico, como por ejemplo los generados en un oasis de regadío en medio de un desierto como lo son aquellos valles irrigados en el Altiplano. Respecto a la transferencia tecnológica, una tipificación climática objetiva y conocida mundialmente es importante, pues permite el inicio de estudios comparativos entre ambientes medios semejantes. Esto trae consigo, el mejoramiento del conocimiento sobre la disponibilidad energética e hídrica para el crecimiento de la biomasa vegetal, respuesta varietal, rendimientos, etc., lo que permitiría investigaciones sobre las adaptaciones de cultivos de otros medios geográficos con cores medios similares a los encontrados por los autores en el Noroeste Argentino (Randle, 1978).

Una clasificación climática según Köppen/Geiger de Baltes y otros (1979) en escala Sudamericana para una mejor interpretación de los cambios de escala se presenta la **figura 1**. Esta es una cartografía climática de Sudamérica según Köppen (1923), actualizada posteriormente por Geiger. Una discusión sobre las ventajas de usar diversas metodologías para la clasificación climática de una región ha sido realizada por Burgos y Vidal (1950) en Argentina.

En este mapa se ve que en Bolivia convergen tres tipos básicos de climas. El tropical (A) ubicados en el N y E del país, los templados (B y C) ubicados en el centro y S del mismo, y el de altura (H o E) posicionado en el SO del territorio. Realizando un cambio de escala con más detalles en Bolivia, puede verse en la **figura 2**. En ella se advierten sub variedades dentro de cada clasificación original, realización permitida en esta escala cartográfica. El 60% de los mesoclimas bolivianos están incluidos en el régimen de Clima Tropical (A) que tiene un régimen de exclusión de la helada o como fenómeno de muy baja probabilidad (Fortune y Kousky, 1983), al tener todos ellos una temperatura media del mes más frío igual o superior a 18°C. Köppen (1923-1948) en su modelo fitoclimático para los climas tropicales (A) ha discriminado el espacio en tres subtipos: el Tropical siempre lluvioso (Af) con el mes más seco con precipitación promedio igual o superior a 60 mm, que representa la ausencia de una estación seca invernal, y aquellos que identifican a una estación seca invernal como los son el Tropical de Sabana (Aw) y el Tropical Monzónico (Am). En este último caso, la diferencia la pone el monto de lluvias anuales como se ve en la **figura 3**. Para aquellas localidades que tienen un mes al menos con precipitaciones medias debajo de 60 mm quedan definidas como clima Tropical con estación seca invernal (Aw). Este clima es el que genera un ecosistema de Sabana constituido por un pajonal hidrófilo alto y por bosques en galerías o pequeños núcleos areales donde la provisión de agua por ríos, arroyos, o agua subterránea es suficiente para mantener un bosque. El clima Tropical monzónico que también posee una estación seca invernal, necesita un promedio anual de precipitación superior a 1000 o 2500 mm, volumen de agua que sea suficiente para saturar al suelo, y que éste sea el proveedor de agua a las plantas como para tener un ecosistema de bosque uniforme, semejante a la de un clima tropical siempre lluvioso (Af).

Los climas templados que convergen en Bolivia, son generados por una condición térmica proporcionadas por la latitud más al S en el límite con Argentina, y aquellos que por su altura al progresar hacia el centro orográfico central, la temperatura media del mes más frío, en Julio, baja de 18°C lo que permite la ocurrencia de heladas invernales. Estos climas pueden ser templados húmedos con estación seca invernal (Cw) y el semiárido estépico (BS) también con estación seca invernal. Este modelo fitoclimático se ve en la **figura 4**.

Cuando la condición de altura sobre el nivel del mar supera a los 3000 m aparecen aquellos climas que Köppen (1923-48) define como de altura (H o EB) y que por su régimen térmico pueden ser incluidos en los climas polares de tundra y de hielo perpetuo (ET o EF). En el primer caso, el régimen climático correspondiente a media montaña cuando el mes más cálido (Enero), logra superar a 0°C, estamos en presencia de la tundra alpina (ET) donde el subsuelo está congelado, sin árboles, algunos musgos, líquenes y turberas. A mayor altura donde todos los meses la temperatura media está por debajo de 0°C, está el clima polar (EF) donde la vida está ausente. Para mayores detalles mesoclimáticos la región comprendida bajo clima de montaña o altura (H) ha sido desagregado por sub-regiones para ver en detalles los climas ET/EF presentados en la **figura 5**.

Clima Af: Este clima típico de la zona de convergencia intertropical ubicado preferentemente en la zona ecuatorial y alrededores, tiene un desplazamiento latitudinal hacia el N sobre Asia al generarse el monzón durante el verano del Hemisferio Norte. En el Hemisferio Sur este clima se desplaza hacia el S siguiendo las laderas de Los Andes sobre Perú hasta la localidad de Quince

*Mil (Perú). Esta continuidad es interrumpida sobre el NO de Bolivia, y luego aparece en el máximo pluvial del país como oasis al NO de Santa Cruz de la Sierra, sobre la localidad representativa de Todos Santos (ver **figura 6**). En esta localidad la precipitación total es de 2919 mm/año en la altura de 300 m snm. Estas lluvias son generadas principalmente por convergencia de la circulación húmeda sobre la Cordillera, sin que éste sea necesariamente un ascenso orográfico. Constan de un período húmedo de 306 días/año, un período intermedio de 59 días y ningún día seco. Con esto se está describiendo correctamente a la principal limitante pluvial del modelo de Köppen para los climas tropicales con más de 60 mm/mes en el mes más seco. Esta región que contiene a localidades con diez meses o más donde la tasa de precipitación supera a la evapotranspiración, es a su vez la principal alimentadora de las cuencas hídricas de Bolivia que mantienen a los caudalosos ríos Beni, Mamoré e Ichilo, principales afluentes del río Amazonas. También la misma es la principal fuente del agua subterránea del centro-Norte de Bolivia. En esta región las lluvias mínimas absolutas de Enero llegan a algo más de 50 mm y las máximas absolutas superan los 800 mm, lo que muestra su potencialidad para generar inundaciones exorreicas aguas abajo sobre el pantanal.*

Clima Aw: *Todo el llano oriental de Bolivia al estar comprendido dentro de una temperatura media del mes más frío (Junio o Julio) superior a 18°C está comprendido dentro del Clima Tropical A, llevando el subíndice (w) por su régimen estacional de lluvias con mínimo invernal (Aw). Una localidad representativa de este clima es Santa Cruz de la Sierra (ver **figura 6**). En este clima de sabana el pajonal hidrófilo domina con hileras de bosque en galería sobre cursos de agua superficial o manchones de bosques sobre zonas más ricas en agua subterránea. El mínimo estacional de lluvias llega en este caso a 25 mm o menos en Julio, hasta llegar en el extremo NE del país hasta 0mm. La extrema variabilidad interanual de las precipitaciones en esta región hacen que con fallas en el sistema de generación de tormentas, un mes de Enero puede tener 10-25 mm de lluvias, mientras que sistemas conectivos más desarrollados pueden producir lluvias que acumulen 300-400 mm. En el mes de Julio, las mínimas y máximas precipitaciones absolutas pueden oscilar entre 0-100 mm. Las altas tasas de evapotranspiración de 75-100 mm/mes en el invierno hacen que las necesidades de agua de los cultivos requieran de importantes lluvias para subsistir. Este problema queda resuelto en aquellas localidades del pantanal donde la napa freática esta cerca del suelo ofrece un buen aporte de agua y la región puede producir una doble agricultura de granos de verano e invierno. A veces la zona está mayormente inundada en el verano entonces la agricultura es solo posible en el invierno cuando el agua de inundación y/o napa bajan. Un ademado manejo del agua en el suelo durante el verano con la ocurrencia de excesos hídricos, favorecerían a una agricultura de invierno cuando las lluvias escasean. En la **figura 9** del capítulo 7 puede verse que las probabilidades de ocurrencia de lluvias en esta región son altas hasta la primera quincena de Junio cuando es frecuente el ingreso de zonas frontales desde el S con abundantes lluvias (sudazos). Luego la probabilidad de ocurrencia de lluvias cae persistentemente hasta el fin de Julio y casi todo el mes de Agosto presentándose el lapso más seco estacional. Sobre fines de Agosto hasta el mes de Noviembre en su totalidad la probabilidad de ocurrencia de lluvias va creciendo paulatinamente, y recién con la llegada del cuasi-monzón sudamericano la lluvias crecen destacadamente entre mediado de Diciembre y comienzos de Marzo. En esta región el mayor adelantamiento de la llegada del monzón suele mostrarse en Octubre y el mayor atraso sobre Abril presentándose muy lluvioso con precipitaciones ocasionalmente superiores a 150 mm/mes.*

Clima Am: Cuando la lluvia anual dentro de un clima tropical supera los 1000-2500 mm/año el almacenaje local de agua en el suelo genera un reservorio útil para evitar el efecto de la seca estacional del invierno, característica de los climas Aw. En este caso, los climas serían de tipo monzónico Am. Este clima tiene su dominio sobre el NO de Bolivia, y una localidad representativa es San Borja (ver **figura 6**). Es por esto que hay un mes con lluvias inferiores a 60 mm/mes con un total anual de 1726 mm. Los meses donde la vegetación vive a expensas del agua acumulada en el suelo durante el verano, corresponden al período Junio-Noviembre. Es posible que el impacto del clima sobre la vegetación no se note en una transecta Este-Oeste entre el clima Am y Aw, ya que uno dispone de agua precipitada en el suelo y el otro con agua freática. En este clima donde el invierno no se siente hay un exceso de agua anual (precipitación-evapotranspiración) superior a 500 mm. Este exceso puede ocasionalmente ser almacenado en el suelo en un lapso de un mes a dos, ya que la máxima lluvia que cae en un mes puede estar entre 400-800 mm. En algunos casos estos montos son arrojados sobre el sistema en unos pocos eventos mas de lluvias denominados MCCs-Sistemas nublados convectivos de mesoescala (Velazco y Fritsch (1987). Si esto no es así, la escorrentía superficial puede ser de gran volumen, y aunque hay una alta densidad de drenaje (longitud de cursos de agua/área de la cuenca), ésta ocurre con una pendiente muy baja lo que facilita al proceso de inundación (pantanal). La presencia del período monzónico en esta región es idéntica al correspondiente al clima Aw, ya mostrado en el apartado anterior.

Clima Cw: Desplazándonos hacia el SO sobre tierras más altas, o hacia el S, la temperatura media del mes más frío baja por debajo de 18-19°C y entonces aparece un fenómeno perjudicial para las plantas en invierno, la helada. En este caso el clima deja la denominación de tropical para transformarse en clima templado húmedo con estación seca en invierno (Cw), cuya localidad representativa es Yacuiba (ver **figura 6**). En la **figura 2** la franja de bosque templado húmedo CW se extiende desde las laderas de la Sa. de Tartagal y Sta. Victoria en el Norte de Argentina, hasta el N de La Paz en Apolo-Chulimani. Sin embargo existe una diferencia entre ambos regímenes climáticos, ya que las diferencias entre la distribución temporal de las lluvias hace que en el S, sobre Yacuiba-Camiri el período húmedo se extiende entre 70-120 días, y en el NO del país (Apolo-Chulimani) este se extiende entre 120-210 días. Esta diferencia debería marcar un marcado contraste de ecosistemas, ya que en el segundo se podría incluir al bosque siempre húmedo (Walter. 1977).

Clima BS: Progresando en altura, la falta de precipitación en la zona altiplánica se hace sentir a pesar de la disminución de la temperatura y evapotranspiración. En este caso las condiciones templadas con escasez hídrica marcada en verano se corresponden a un clima semiárido BS y un ecosistema de estepa. Una localidad típica de este clima es Tarija (ver **figura 6**). En esta localidad la precipitación mensual del período lluvioso casi alcanza a la evapotranspiración, entonces los almacenajes de agua en el suelo sólo ocurren en meses particularmente más lluviosos que lo normal como una anomalía. Este clima semiárido es más húmedo que La Puna Argentina en el Noroeste de este país (Minetti y otros, 2005) que alberga al clima árido BW. También el clima BS se extiende a mayor altura que los 3000 msnm establecidos por el autor de la metodología, llamando a este clima de altura o H. En esta región las precipitaciones son muy desorganizadas en el espacio-tiempo, dando prioridad a los procesos convectivos, y la concentración estival de las lluvias es elevada alcanzando a caer el 50% o más en el trimestre cálido EFM. Esta irregular distribución pone a la subzona bajo un importante estrés hídrico en el resto de las estaciones del año.

Climas H: Para Köppen este clima, de altura cubre a las subregiones con más de 3000 msnm que incluyen a los siguientes sub-tipos.

Clima ET: Para ubicarnos en este clima se necesitan establecer en términos estadísticos la altura media en que se alcanza la isoterma de 10°C y 0°C, mostrados en la **figura 7**. El primer nivel, establecido donde todavía hay datos de estaciones meteorológicas está en 4300 m snm. En esta altura media comienza el clima polar de tundra ET. Este clima progresa en altura hasta el nivel del hielo perpetuo, establecido por extrapolación en la regresión de la **figura 7**, en unos 6700 m snm. Este ecosistema de tundra incluye a una región con más de 260 días con heladas y subsuelo congelado la mayor parte del año denominado LIG-Límite Inferior Geocriogénico (Minetti y Corte, 1984). La vegetación aquí es de algunos pastos, líquenes, musgos, turberas y otras, sin árboles. Una localidad representativa de este clima pudiera ser Oruro (ver **figura 6**), aunque este esté en el límite altitudinal. Con la mayor altura pueden aparecer los glaciares de escombros (permafrost no visibles) (Ahumada, 1999) que proveen de agua superficial en la estación de descongelamiento (verano) siendo ésta una fuente de agua muy apreciada (Corte, 1976). Las temperaturas cercanas a cero grado en gran parte del año hacen que los chaparrones frecuentemente contengan granizo (graupe). Otros aspectos del clima sobre la alta cordillera al S de Bolivia han sido mostrados por Prohaska (1961).

Clima EF: Por encima de los 6700 msnm aparece el hielo permanente (LIHP-límite inferior del hielo permanente) sobre los picos de volcanes elevados que coronan el paisaje puneño con glaciares descubiertos de más de 6000 msnm (Sajama, Illimani, Illampo, Ancohuma, Parinacota, Chacaltaya y otros), que son también la fuente de agua del Altiplano. Todo esto puede verse como distribución geográfica en la **figura 5**. Aquí en el clima EF, todos los meses existen con temperaturas medias inferiores a 0°C, lo que no quita que se registren temperaturas diurnas máximas superiores a este nivel con ablación del hielo. El hecho de que la temperatura media de Enero esté en cero grado al nivel de 6700 msnm, estimación obtenida con temperaturas medias del período 1931-60 (FAO, 1985), indica que sobre esta altura los glaciares estarían en un estado inestable en vías de eliminación o derretimiento, más aún si consideramos al calentamiento ocurrido entre la década de 1970 y la actualidad observado regionalmente por la Vigilancia Climatológica Regional del Sur de Sudamérica (www.labclisud.com.ar). En este caso la isoterma de cero grado con la altura del mes de Enero estaría en los 7000 msnm o más. Este derretimiento también afectaría a los glaciares de roca de esta zona, con su impacto en la fuente de agua del Altiplano. Desde el punto de vista geográfico, tanto el LIG y el LIHP disminuyen de altura de N-S (Feruglio, 1957), pero el ámbito de Bolivia esto es de poca significancia por su escaso recorrido latitudinal.

LITERATURA CITADA

Atlas Udape, 2007: Recursos Naturales Renovables en Bolivia. Volumen 9. Clima.

Ahumada, A.L., 1999: Los glaciares de escombros en las altas montañas del Noroeste Argentino. Acta del cuatrogésimo Congreso Geológico Argentino, vol. 1, pp 80.

Baltes, K., Müller, M.J. und D.Werle, 1979: Klimazonen nach W.Köppen/R.Geiger. Universität Trier. 335 pgs.

Burgos, J.A.J. y A. Vidal, 1950: Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. Meteoros, Año 1 N° 1, 3-32. SMN. Bs.As.

Corte, A. E., 1976: The hydrological significance of rock glaciers. J. Glaciology 17, 157-158.

FAO-Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1985: Agroclimatological data for Latin America and the Caribbean. Roma.

Feruglio, E., 1957: Los glaciares de la Cordillera Argentina. GAEA, Geografía de la R.Argentina, vol. 7, 7-82.

Fortune, M., and V.E. Kousky, 1983: Two severe freezes in Brasil: precursors and synoptic evolution. Mon.Wea.Rev. 11, 181-196.

Köppen, W., 1923: Die Klimate der Erde. Grundriss der Klimakunde. Berlin und Leipzig. X + 369 pgs.

Köppen, W., 1948: Climatología. Fondo de Cultura Económica. México-Bs.As. 479 pgs.

Minetti, J.L. y A.E. Corte, 1984: Zonificación lati-altitudinal del clima en la zona andina y su relación con el límite inferior del hielo perenne (LIHP) y del límite inferior geocriogénico (LIG). Anales 6. Actas 2da. Reunión Grupo Periglacial Argentino. IANIGLA. CRICYT-CONICET. Mendoza.

Minetti, J.L. y otros, 2005: El clima del Noroeste Argentino. Ed. Magna, 450 pgs. S.M. de Tucumán.

Poblete, A.G. y J.L. Minetti, 1989: Los mesoclimas de San Juan. Informe Técnico N° 11. CIRSAJ-CONICET. 56 pgs. San Juan.

Prohaska, F.J., 1961: Algunos aspectos del Clima de la Alta Cordillera y de La Puna Argentina. Bol. Est. Geog. 8 (30), 21-30. Mendoza.

Randle, R.H., 1978: El método de la Geografía. Editorial OIKOS. Bs.As.

Velazco, I. and J.M. Fritsch, 1987: Mesooscale convective complexes over the Americas. J.Geophysics Res., 92, 9591-9613.

Walter, H., 1977: Zonas de vegetación y clima. Ediciones Omega S.A. Barcelona.

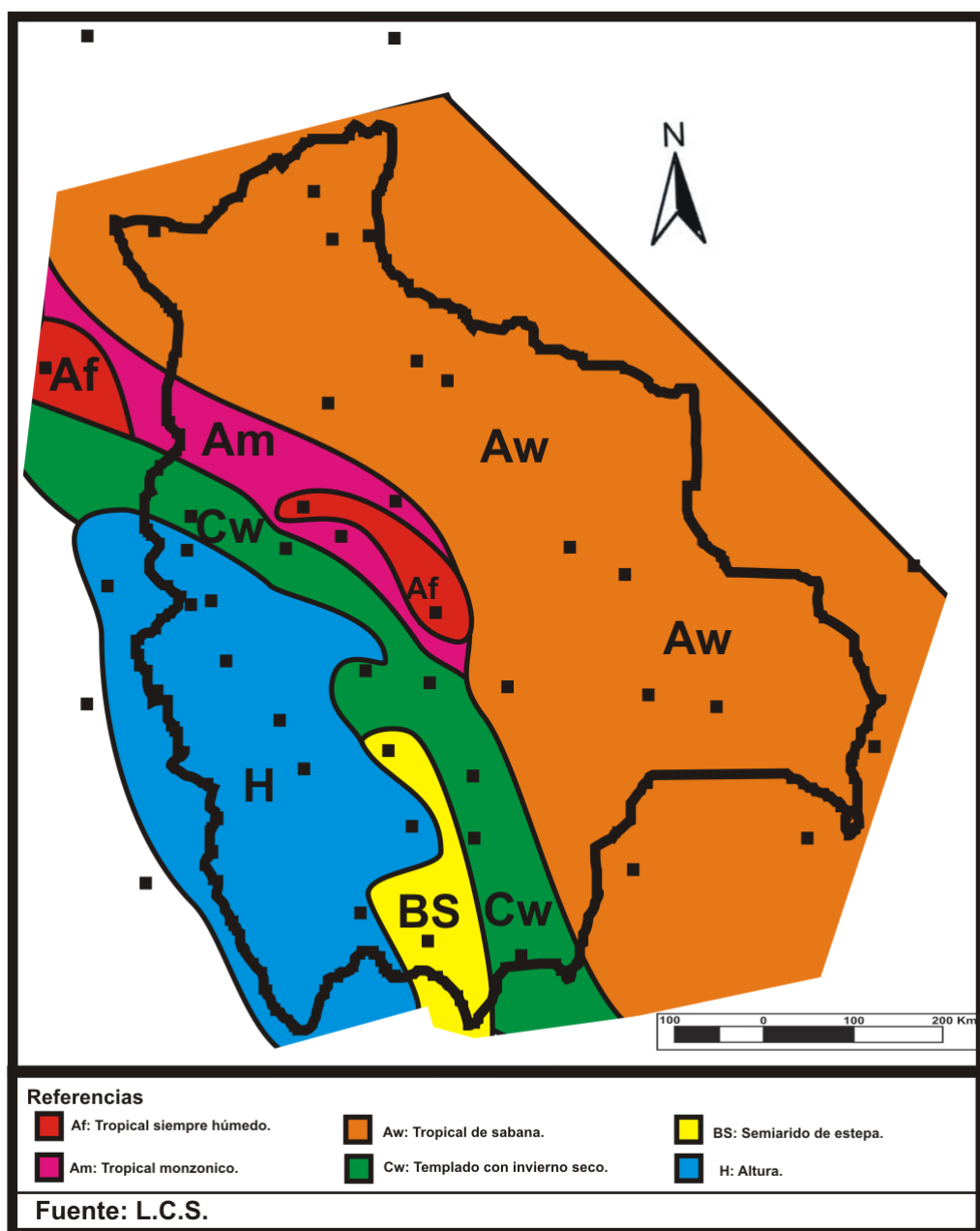


Figura 2: Los mesoclimas de Bolivia según Köppen (1923, 1948).

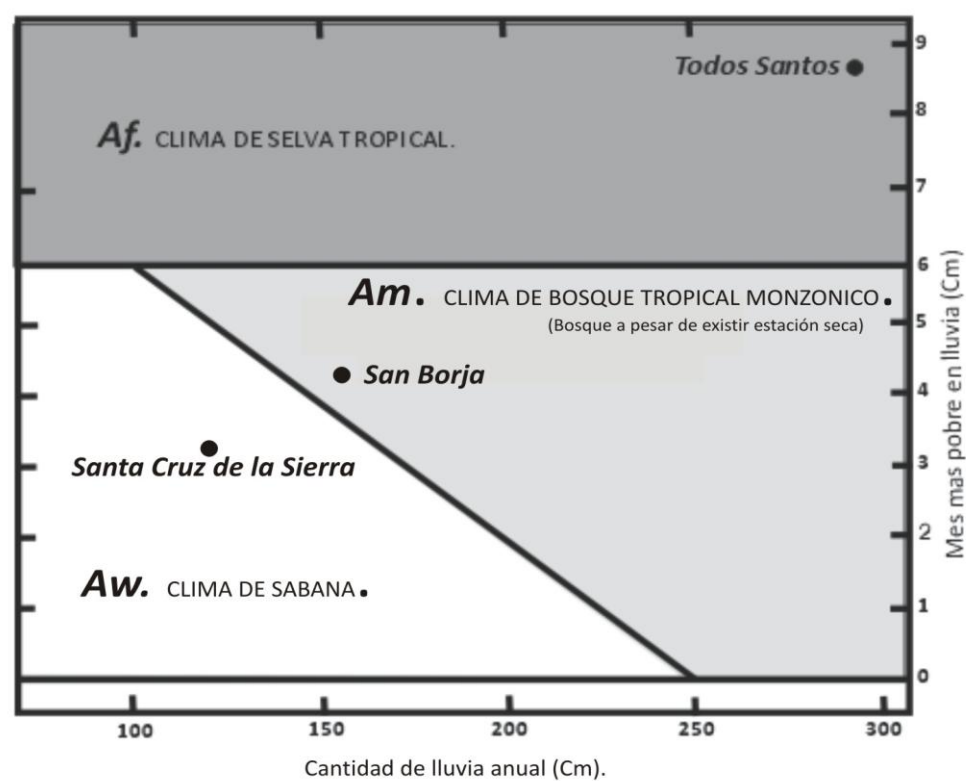


Figura 3: Modelo fitoclimático de Köppen para climas Tropicales. Adaptado de Köppen (1948).

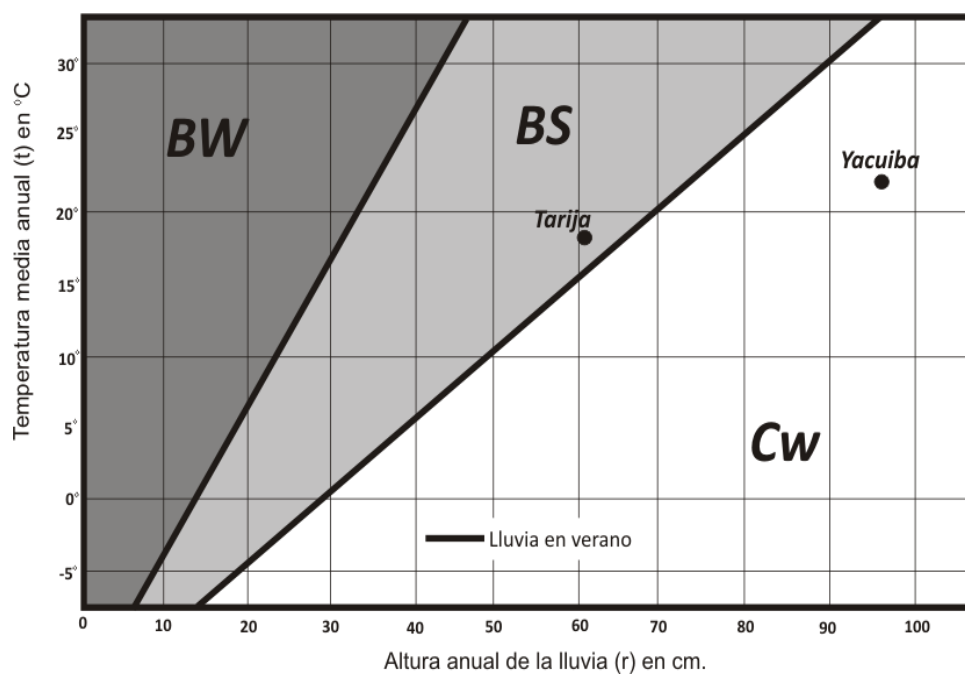


Figura 4: Modelo fitoclimático de Köppen para climas templados. Adaptado de Köppen (1948).

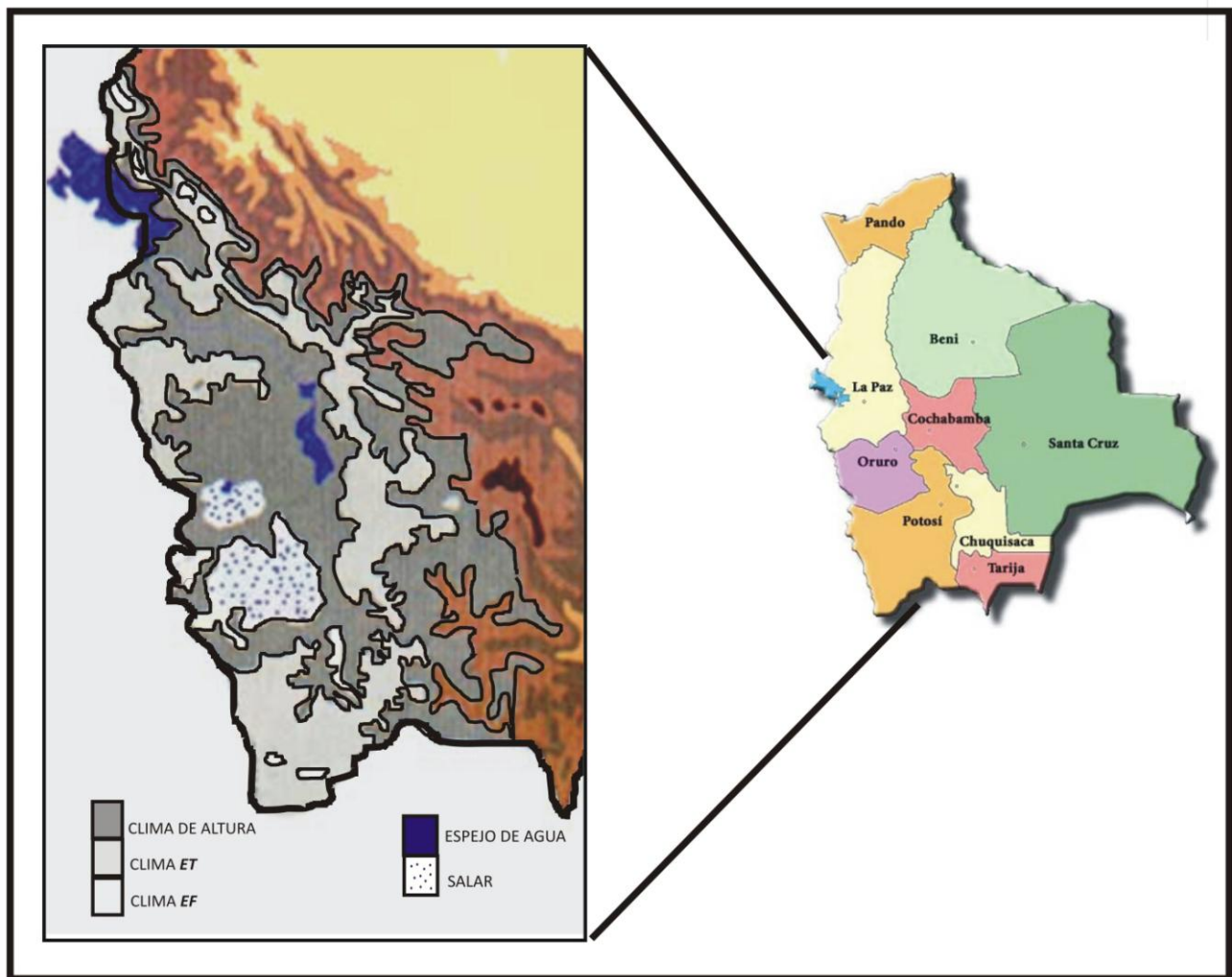


Figura 5: Detalles de los climas H, ET y EF en el Altiplano boliviano.

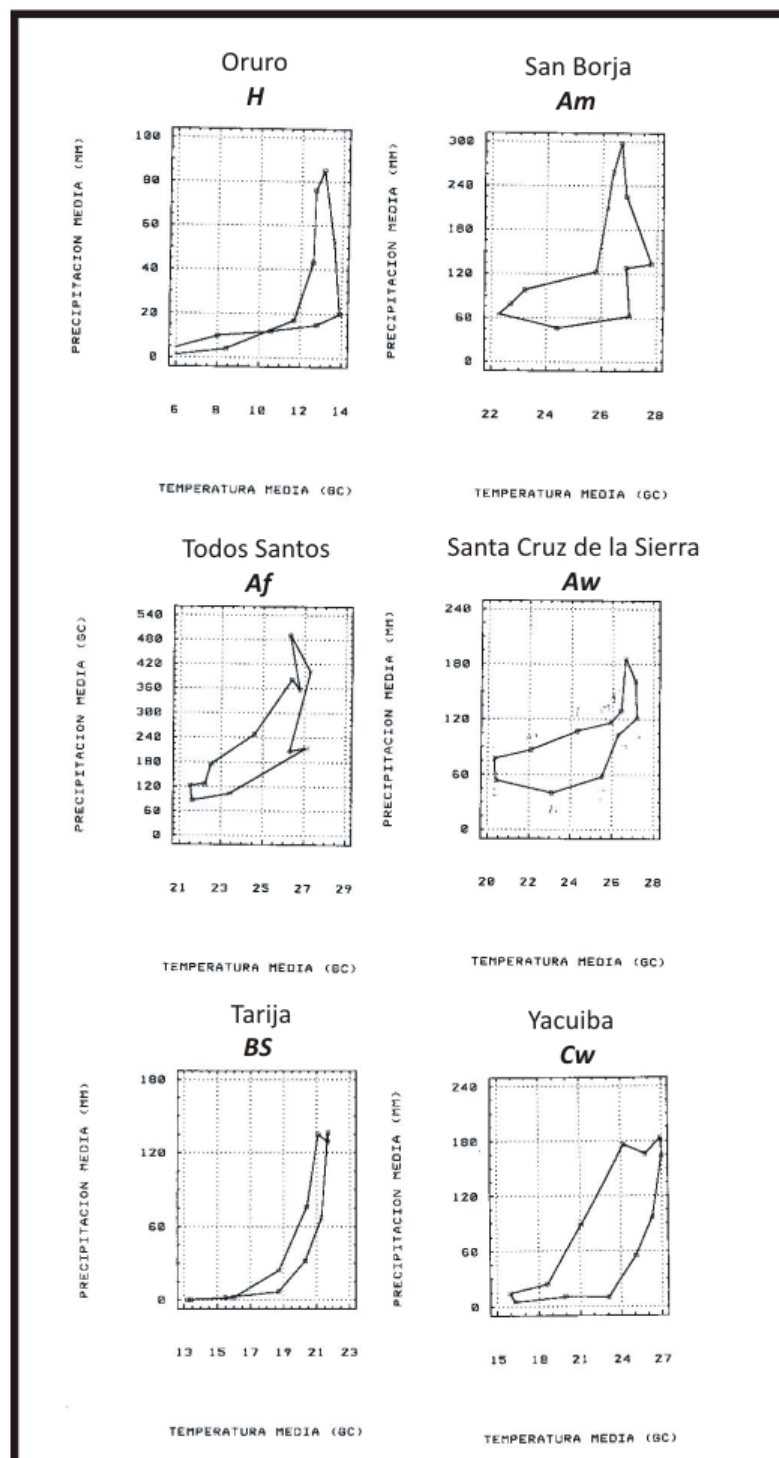


Figura 6: Climodiagramas temperatura-precipitación mensual en seis localidades representativas del clima en Bolivia.

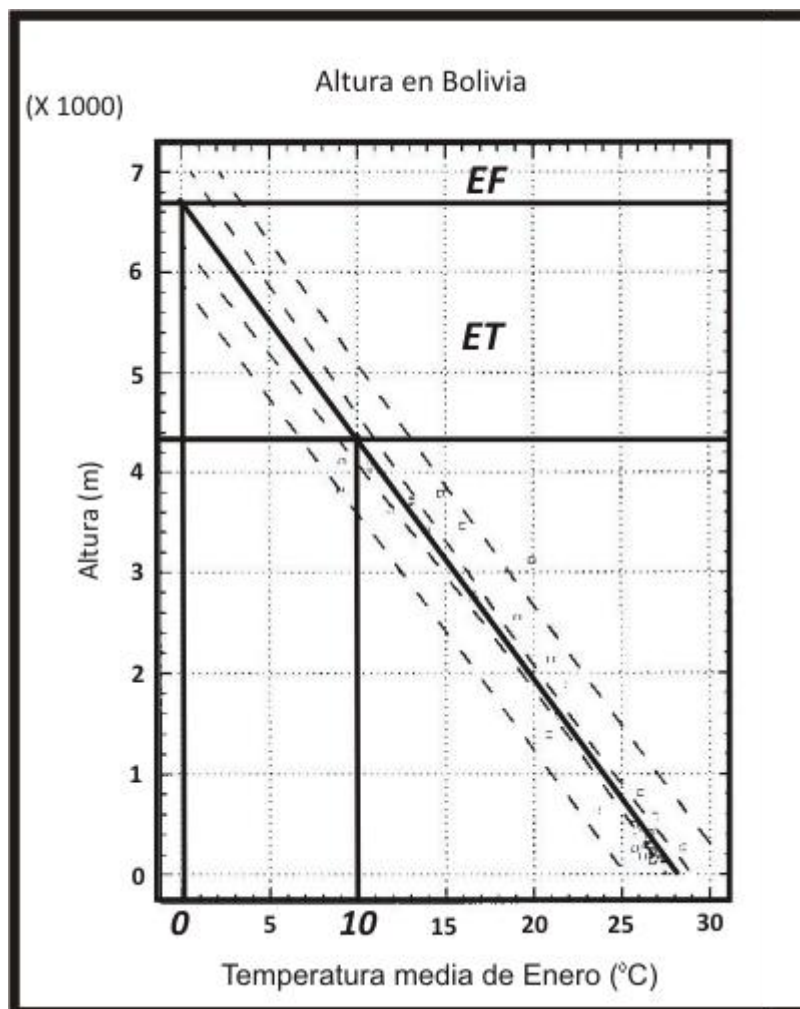


Figura 7: Regresión entre la temperatura media de Enero y la altura para Bolivia.

CAPITULO 10

PATRONES VEGETACIONALES ASOCIADOS CON EL CLIMA

Eduardo Agustín Mendoza (1)

(1)Laboratorio Climatológico Sudamericano.

Los análisis de la relación clima-vegetación que se han realizado recientemente no han contribuido ciertamente a explicar la génesis de distribución de una manera ajustada. Quizás esto se deba a que la interpretación del clima en Bolivia pueda tener origen con carencias de investigaciones climáticas, del orden nominal y de carácter conceptual (ver Cap. 9, Minetti; este volumen). Las tendencias observadas en el estudio de la bibliografía se corresponden con descripciones de vegetación actuales basadas en obras pioneras y en cierta medida se han modificado a escala temporal algunos conceptos en el marco de su distribución areal. Así la bibliografía detalla a conceptos como biorregiones, ecorregiones, biomas, zonaciones de vegetación (Navarro, 2004; Ibisch, 2003), etc. Todos basados en descripciones que en cierto modo tienen que ver con el clima, pero no se ha adoptado alguna clasificación del tipo descriptiva que pueda unificar a esas descripciones para modelar una distribución de vegetación. Recientemente se han incursionado en otras clasificaciones como la Clasificación Bioclimática Global (Rivas-Martínez, 2008) para unificar criterios vegetacionales, en la cual Bolivia se ha sumado recientemente (Navarro, 2004). Simplificando criterios de distribución para explicar la distribución de la vegetación unificada a gran escala. Pero no se corresponden con una distribución visible en relación al clima mismo. Se corresponden con diferentes tipos de suelo, tipos de etapas sucesionales tempranas y/o tardías, etapas sucesionales serales, y la relación con el clima es realizada de una manera no directa. De esta forma se visualiza que no habría una base sólida para unificar los estudios que se han realizado de manera aislada, frente a cambios tan importantes como “Cambio Climático (CC)”. Aquí las regiones de vegetación se modulan con el clima y serían los máximos indicadores naturales, de regiones disponibles para la agricultura, entre otras.

De otra manera existen actualmente linajes de trabajos que son el resultado de la investigación conjunta. Estas han explicado distribución de vegetación en función del clima y otros factores geográficos como lo son la latitud, la longitud y altura de relieve como variantes para explicar Biodiversidad global (Halloy, et al., 2010) sumados a variables climáticas. Sin incursionar en clasificaciones y/o en clima mismo, se pueden acercar información relevante relacionada a los cambios vegetacionales de grandes regiones de Bolivia como una medida para entender la distribución de la vegetación frente a problemas como es el grado de adaptación frente al CC. El análisis de la conexión entre variables que explican y/o justifican la distribución de los seres vivos entrega información adicional, para comprender la distribución espacial de sectores con alta diversidad, endemismos y zonificación de vegetación. Estos pueden ser identificados para aunar esfuerzos de protección. En donde grupos ecológicos de vegetación muestran su distribución fragmentada y podrían ser utilizados para diagnosticar cambios en vegetación y/o un empleo más racional por parte del hombre, en busca de una conservación de la biodiversidad de manera sustentable.

Seguidamente se describen los patrones locales de distribución de la vegetación en el gradiente geográfico de Bolivia, asociados a gradientes ecológicos vinculados a la latitud,

longitud, altura de relieve, temperatura y cantidad de precipitación anual. Se hace referencia a los mecanismos y procesos que interactúan en el área geográfica en relación a los tipos de vegetación que componen a gran escala a la región. Para comprender la importancia de la distribución de la vegetación en relación con esos patrones de distribución, se han empleado a los registros climáticos promedios más extensos con que cuenta Bolivia.

Los ecosistemas de Bolivia que se encuentran por debajo de los 600 m snm estarían vinculados con el tipo de clima Tropical de Sabana (Aw), el cual posee una estación seca invernal, al igual que el Tropical Monzónico (Am) y el clima Tropical siempre lluvioso (Af) (**figura 1**) que está caracterizado por la ausencia de una estación seca invernal (Cap. 9, Minetti este volumen). Un análisis de la temperatura media anual areal de esta superficie (con un rango altitudinal de 600 m snm), mantiene una correlación negativa con el descenso latitudinal (**figura 1, figura 2, tabla 1, columna**). Esta relación se encuentra explicada por el 56% de la varianza entre ambas variables. La **figura 1** muestra que ese ascenso térmico es ordenadamente ascendente desde el SSE hacia el NO en el llano Boliviano y en su extremo Sur por debajo de los 600 m snm antes de incursionar en la ecorregión de la formación Tucumano-Boliviana. Esto último en contacto con los tipos de climas templados húmedo (Cw) y con el semiárido estépico (BS) (**figura 1**). La **figura 2** muestra que los valores térmicos promedios anuales más cálidos se encuentran en el extremo Norte, en donde se ubican la Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando de bajo Madidí descrita por Navarro (2004) (**figura 1**) o lo que Ibisch et al. (2003) llamó Sudoeste de la Amazonia. Mientras que en sus partes intermedias, en donde se ubican los registros pluviométricos más elevados del llano, se visualiza por el Este a las ecorregiones de los llanos inundables del Beni y Beni Norte, pero aún dentro del clima Aw (ver **figura 2 y 1**, en ese orden). Continuando en la región central hacia el Oeste se incursiona en el clima Af (**figura 1**), en donde se encuentra la Amazonia Oriental descrita por la estación meteorológica ubicada de Todos Santos (**figura 1, tabla 3**). Hacia el Este se ubican los Bosques secos Chiquitanos, la Chiquitanía Norte y la Chiquitanía Central, el Chaco y la Formación Tucumano-Boliviana. La temperatura a lo largo del año en estas ecorregiones es independiente de la altura de su ubicación geográfica y se acentúa más al Norte del país. Es importante destacar a los leves ascensos térmicos que se visualizan latitudinalmente desde los 25° de S hacia los 10° de S. Estos valores corresponden al Chaco americano a los 18° de S y a la Amazonia Peruano-Boliviana a los 12° de S. Dos ambientes contrastantes por su grado hídrico, que se detallarán más adelante. Observando a los valores térmicos anuales de todos los tipos de clima, en relación con la altura de relieve, se puede decir que existe una gran dependencia del relieve para controlar los valores térmicos en esta región (**tabla 3**). El 97% de la varianza de la temperatura anual puede ser explicada por la altura (**tabla 1, columna B**).

Igual que la latitud, la altura del relieve no influencia directamente en la distribución de las plantas (Körner, 2000, 2007). Si los elementos derivados del rango altitudinal como la precipitación, temperatura, presión atmosférica. Otras más complejas y derivadas de estas variables también pueden influir como la evapotranspiración, humedad del aire, presión de vapor del aire, porque afectan directamente el crecimiento de la vegetación independientemente de su conexión taxonómica. En ese sentido la **tabla 2** (columna A) muestra a la correlación de la lluvia anual con la longitud Oeste para todas las estaciones meteorológicas menores a 600 m snm (**tabla 3**) y vinculadas con los tipos de clima Am, Aw y Af del llano de Bolivia. Se está indicando esa conexión en la **figura 3**, la cual se encuentra explicando el 20% de su varianza anual. Es decir, que se observa que en un mismo rango altitudinal las precipitaciones dentro de los climas Am, Aw y Af pueden ser explicadas por la longitud Oeste a medida que se aproxima a los cordones montañosos por el Este. Desde los 60° hacia los 70° de O el incremento de lluvia es escalonado en los ambientes correspondientes a los Bosques secos Chiquitanos, Chaco, Formación Tucumano-Boliviana, Llanos inundables del Beni y Beni Norte, Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando de bajo Madidí. El régimen hídrico anual justifica la

presencia y el desarrollo de la vegetación que en diversas cartografías se han publicado (Navarro, 2004; Ibisch et al., 2003). Sectores de bajas altitudes en donde las plantas correspondientes a la familia Araceae poseen una alta riqueza de especies (Ibisch et al. 1996, Kessler and Croat, 1999).

El análisis aquí mostraría la importancia de la circulación atmosférica y la geografía para organizar el régimen de lluvia con el avance longitudinal hacia el Oeste en estos ecosistemas. No se ve la intervención del relieve para influir en el desarrollo del óptimo pluvial. Este óptimo es diferente del observado por otros autores (Minetti, 2005, Mendoza, 2008, 2010, 2011; Mendoza 2012, en prensa) para los ecosistemas del Norte de Argentina en el límite con Bolivia. Estas ecorregiones se encuentran en dirección Sur solamente a 2 grados de Latitud (a igual Longitud), pero el origen de la lluvia es del tipo orográfico. En Bolivia sin embargo, a esta latitud el óptimo pluvial tiene otro origen (Cap. 7, Minetti este volumen). La **figura 3 (tabla 3)** muestra que ese efecto se hace más importante hacia el NO de Bolivia, en donde se encuentran la Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando de bajo Madidí en su parte más baja del gradiente altitudinal. Estas se encuentran representadas por ambientes exuberantes de la vegetación tropical de Bolivia relacionados con el tipo de clima Tropical de Sabana (Aw). En la misma figura se puede observar que esta situación se contrapone en los 60° de longitud Oeste, con la presencia de la formación Tucumano-Boliviana y en su sector más seco en donde se encuentran los Bosques secos de la Chiquitania, la Chiquitanía Norte y la Chiquitanía Central, que son de menor desarrollo y poseen un régimen térmico anual contrastante.

Para tratar de responder si el régimen de lluvias de Bolivia no es influenciado por la altura del relieve, se ha tratado a la información pluviométrica de dos maneras diferentes. Pero es muy importante de destacar a la falta de estaciones de medición que posee Bolivia en el rango altitudinal comprendido entre los 1000 y 1500 m snm. La primera fue ya discutida, es decir cuando analizamos a las estaciones de medición menores a 600 m snm (vinculados a los climas Aw, Af y Am), lo que nos indicaría un factor de convergencia para lluvia en el llano boliviano de efecto regional. La segunda forma es la de analizar a toda la información pluviométrica de Bolivia, incluyendo esta vez a las ecorregiones correspondientes a los climas Templado Húmedo (Cw), Semiárido Estépico (BS) y de Altura (H). Es decir, hasta los 4200 m snm, se logran los resultados que se ven en la **tabla 2 (columna B)**. Se admite que hay una conexión negativa con la altura por parte de los cordones montañosos que puede explicar el 63 % de la varianza de esa relación. Esto hace presumir que hay un efecto orográfico en la génesis de lluvia por parte de las cadenas montañosas en Bolivia. Cuando se toman para el análisis solamente a las estaciones de medición que se encuentran por encima de los 600 m snm (**tabla 2, columna C**), los resultados no varían. Es decir, se continúa admitiendo que hay una conexión negativa con la altura por parte de los cordones montañosos que puede explicar el 62,5 % de la varianza en la en la relación. Pero en esta etapa se han quitado el 50% de las estaciones de medición y solo se presentan a las que se encuentran en un rango altitudinal comprendido entre los 600-4200 m snm para obtener idéntica varianza explicada. Aún así, la literatura muestra sectores de alta diversidad, en sectores de rango altitudinal con escasas mediciones en Bolivia (1000-1500 m snm) (Krömer, 2005), debido a ello en muchos casos se ha extrapolado a los valores pluviométricos para ser empleados (Kessler, 2000) para poder describir a la vegetación. En este sentido se ha hecho necesario contribuir a explicar aún más la relación lluvia-vegetación y el desarrollo de ambientes como la formación Tucumano-Boliviana y la Amazonia Peruano-Boliviana. La **figura 4** muestra a la regresión lineal entre la lluvia anual y la altura de relieve para las ecorregiones de Bolivia con rango altitudinal superior a 600 m snm (**tabla 3**). Todas identificadas como de clima Cw, BS y H de la clasificación climática de Köppen (1923). Se presenta en esa figura al mejor ajuste logrado para la lluvia anual con un

polinomio de grado 6, en el se puede apreciar que existiría un incremento de lluvia con la altura del relieve desde los 600 hacia los 1000 m snm. Pero pareciera ser un efecto de escala regional, el cual ya ha sido observado por Barry (1981) como el comportamiento de una masa de aire Ecuatorial y discutido por Frère y otros (1975) como de efecto regional. En este rango altitudinal de discusión se encuentran la formación Tucumano-Boliviana (en el Sur) y la Amazonia peruano-Boliviana y la Amazonia de Pando (en el Norte). Analizando los registros pluviométricos de Yacuiba (580 m snm) y de Camiri (810 msnm) se visualiza que posee un rango anual de lluvia que oscila entre los 800-1000 mm. El rango latitudinal de estas estaciones de medición representativas de la Formación Tucumano-Boliviana se encuentra entre los 20° y 22° de Latitud Sur, pero la Longitud Oeste es de 63°. En cambio, para la Amazonia se han empleado para representarla a las estaciones de Apolo (1383 msnm) y Chulimaní (1580 msnm), que posee un rango de precipitación de 1200-1350 mm. Pero la latitud en donde se ubican es entre los 14° y 16°, mientras la longitud Oeste es de 68°. Si se observan esos valores, esto podría indicar que se tiene ascenso de lluvia por efecto orográfico desde los 600 hacia los 1600 msnm en esa escala espacial en grados de Latitud Sur. Existen registros, observados por otros autores (Krömer, 2005), en el rango comprendido entre los 1650-2000 msnm en donde se encuentra la estación Biológica Tunquinini (Parque Nacional y Área de Manejo Integrado, PN-ANMI). En donde la precipitación puede distribuirse hasta los 2500 mm y la temperatura media anual es de 18°C (Bach, et al., 2003), pero sería este también un efecto de escala regional ya que según lo mostrado por Minetti (Com. Pers.) (Cap. 9, este volumen) la lluvia desciende en Bolivia con el incremento altitudinal. En nuestro análisis, en relación con el rango en el ascenso altitudinal observamos que la vegetación presenta el mayor grado de biodiversidad y se caracteriza por un alto grado de endemismos en esos sectores de grandes lluvias localizadas. Todo el paisaje se encuentra focalizado en las montañas que quedan cubiertas con los bosques que algunos autores han denominado Yungas Peruano-Bolivianas (Navarro, 2004). La riqueza de plantas leñosas en Bolivia encontrado para los grupos taxonómicos correspondientes a las familia Acanthaceae, Araceae y Melastomataceae han sido constantes en un rango altitudinal de 1000 m snm, seguido por fuertes declinaciones con el crecimiento de la altura del relieve (Kessler, 2001b).

La **figura 4** muestra que desde los 1600 msnm el descenso de lluvia anual es muy marcado, lo que está explicado por el 62% de la varianza total anual (**tabla 2**, columna C). El primer descenso de lluvia que se aprecia de la relación negativa con la altura de relieve se encuentra dibujado en los valles xéricos interandinos. Estos son representativos de la sombra de lluvia en la que se desarrollan y reciben a esa altura aire con secado adiabático que es más seco, ya que la humedad del aire se ha descargado sobre los sectores de selvas y bosques más representativos de Bolivia en el Este. La riqueza de plantas epifitas se muestra máxima entre los 1500-1700 msnm (Cleef et al. 1984, Krömer et al. 2005) coincidentes con importantes aportes hídricos de efecto altitudinal-mesoescálico. Los helechos muestran un patrón similar en su distribución de riqueza con la altura y se ubica entre los 1700-1800 msnm (Kessler 2001a,b; Kessler et al. 2001), en el inicio del declinamiento de los máximos aportes de agua. La expansión de estos tipos de vegetación para estos rangos altitudinales no está del todo claro en la bibliografía, quizás se deba a la humedad del aire (Shimper, 1888) que hacia los 2000 m snm es aún máxima. Por otro lado existen grupos de plantas como las correspondientes a la familia de las Bromeliaceae que se expanden en un rango más amplio entre 1000-1900 msnm (Kessler 2001a, Krömer et al. 2005, 2006) en Bolivia. Pero a esa altura comienza la declinación de los valores de lluvia (**figura 4**), y de temperatura. Esta distribución de vegetación en esos rangos altitudinales (en donde no existen mediciones confiables) hace suponer que existe agua para crecimiento vegetal y que las lluvias ascienden en el rango altitudinal hasta los 1500 msnm, como un efecto mesoescálico. En el Norte Argentino el óptimo pluvial se encuentra 500 m más abajo en los 1000 m snm (Minetti y otros, 2005, Mendoza, 2010, 2011). El polinomio de grado 6

aplicado a los valores de precipitación en el rango de altura entre 600 y 4200 msnm (**figura 4**) ofrece una idea del ascenso de la lluvia con la altura hacia los 1500 msnm de ese efecto mesoscalado de lluvia. El método matemático que emplea el polinomio de grado 6 ayuda a interpretar el ascenso que se aprecia en las montañas de esa región de Bolivia y se lo está empleando aquí para extrapolar sectores con carencia de mediciones como lo han empleado otros trabajos (Minetti, et al. 2009) en climatología. Basados en esta última apreciación, en el rango altitudinal de 2000 msnm la precipitación desciende a 600 mm y a menores de 500 mm anuales hacia los 3000 msnm. Lo que justifica la presencia de la Prepuna sub-húmeda. En este paraje se observan pequeños ascensos del rango de precipitación hacia los 3500 msnm, ascendiendo hacia la Prepuna. Los mayores descensos ocurren llegando los 4000 msnm, lo que justifica la presencia del altiplano seco boliviano, la Cordillera Oriental Norte, representada por la Puna xerofítica. Este tipo de vegetación estaría indicando a lo más seco y xerofilo del territorio Boliviano. Finalmente algunas vegas de altura y vegetación cespitosa encuentran conexión con el nuevo incremento de la lluvia con la altura hacia los 4200 msnm, situación que se encuentra plasmada por la cordillera Oriental Norte y el Altiplano Norte. Recubierta por la que se conoce como La Puna Subhúmeda y hacia al Oeste como pastizales Andinos Centrales descritos por Halloy, et al. (2008). Paralelo a esta observación y en relación con la riqueza de plantas de ambientes relacionadas con el clima de altura (H) algunos autores han visualizado en Sudamérica incrementarse con el ascenso en el rango altitudinal, desde los 4800 msnm en Ecuador, 5400 msnm en Perú y hasta los 5800 msnm en Bolivia (Halloy 1989, Seimon et al. 2007).

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. J.L. Minetti del Laboratorio Climatológico Sudamericano por los aportes de información meteorológica y la interacción en el desarrollo clima-vegetación. Al Dr. S. Halloy de The Nature Conservancy (TNC) de Ecuador por los aportes sugeridos y a la Lic. S. Córdoba de la Fundación Miguel Lillo por la revisión.

LITERATURA CITADA

- Bach, K., Shawe, M., Beck, S., Gerold, G., Grandstein, R. S. and M. Moraes. 2003. Vegetación, suelos y climas en los diferentes pisos altitudinales de un bosque montano de las yungas, Bolivia. *Primeros resultados. Ecología en Bolivia* 38, 3-14.
- Barry, R. G. 1981. *Mountain Weather and Climate*. Methuen, London and N. York, 308 Pgs.
- Cleef, A. M., O. Rangel, T. van der Hammen, and R. Jaramillo. 1984. La Vegetación de las selvas del transecto Buritaca. Pp. 267-407 in *Studies on tropical Andean ecosystems 2*, edited by T. van der Hammen and P. M. Ruiz. Berlin: J. Cramer.
- Frère, M., Rijks J. Q. y J. Rea. 1975. *Estudio Agroclimatológico de la Zona Andina*. FAO/UNESCO/OMM. 186 Pgs.
- Halloy, S. R. P. 1989. Altitudinal limits of life in subtropical mountains: what do we know? *Pacific Science* 43:170-184.
- Halloy, S., Beck, S. G. and J. C. Ledezma. 2008. *Central Andean Grasslands (Páramo, Puna) and High-Andean (central and southern Peru, western Bolivia, northern Chile and*

northwestern Argentina). In: *Temperate Grasslands of South America, Prepared for The World Temperate Grasslands Conservation Initiative Workshop Hohhot, China*. Pp. 12-23.

Halloy, S., Yager, K., García, C., Beck, S., Carilla, J., Tupayachi, A., Jácome, J., Meneses, R., Farfán, J., Seimon, A., Seimon, T., Rodriguez, P., Cuello S. & A. Grau. 2010. *South America: Climate Monitoring and Adaptation Integrated Across Regions and Disciplines*. In: *Atlas of Biodiversity Risk*. Lyubomir, J., Penev, D., Georgiev, T., Grabaum, G., Grobelnik, V., Hammen, V., Klotz, S., Kotarac, M. and I. Kühn eds. 300 Pgs.

Ibisch, P. L., A. Boegner, J. Nieder, and W. Barthlott. 1996. *How diverse are Neotropical epiphytes? An analysis based on the "Catalogue of flowering plants and gymnosperms of Peru"*. *Ecotropica* 2:13-28.

Kessler, M. 2000. *Elevational gradients in species richness and endemism of selected plant groups in the central Bolivian Andes*. *Plant Ecology* 149: 181-193.

Kessler, M. 2001a. *Pteridophyte species richness in Andean forests in Bolivia*. *Biodiversity and Conservation* 10:1473-1495.

Kessler, M. 2001b. *Patterns of diversity and range size of selected plant groups along an elevational transect in the Bolivian Andes*. *Biodiversity and Conservation* 10:1897-1920.

Kessler, M., S. K. Herzog, J. Fjeldsø, and K. Bach. 2001. *Species richness and endemism of plant and bird communities along two gradients of elevation, humidity, and land use in the Bolivian Andes*. *Diversity and Distributions* 7:61-77.

Krömer, T., M. Kessler, S. R. Gradstein, and A. Acebey. 2005. *Diversity patterns of vascular epiphytes along an elevational gradient in the Andes*. *Journal of Biogeography* 32:1799-1810.

Krömer, T., M. Kessler, and S. K. Herzog. 2006. *Distribution and flowering ecology of bromeliads along two climatically contrasting elevational transects in the Bolivian Andes*. *Biotropica* 38:183-195.

Kessler, M., and T. Croat. 1999. *State of knowledge of Bolivian Araceae*. *Selbyana* 20:224- 234.

Ibisch, P.L., Beck, S.G., Gerkmann B. y A. Carretero. 2003. *Ecoregiones y ecosistemas*. En: P.L. Ibisch y G.Mérida (eds.), *Biodiversidad: La riqueza de Bolivia. Estado de conocimiento y conservación*, p. 47-88. Ministerio de Desarrollo Sostenible. Editorial FAN. Santa Cruz de la Sierra.

Minetti, J. L., vargas, W. M., Poblete A., and E. A. Mendoza. 2009. *"The Latitudinal position of the Subtropical Anticyclone (L) over the Chilean coast."* *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 58 (2009) 107-117. Sidney –Australia.

Minetti, J. L. 2005. *El clima del Noroeste Argentino*. En: *El clima del Noroeste Argentino*. J.L. Minetti. Editor. 449 pgs.

Minetti, J.L., L.R. Acuña y J.I. Nievas, 2005: *El régimen pluviométrico del Noroeste Argentino*. En: *El clima del Noroeste Argentino*. J.L. Minetti, Editor, 449 pgs.

Mendoza, E. A. 2008. *Inédito. Descripción de la vegetación Natural del NOA empleando a la clasificación climática del NOA*". Tesis de licenciatura para optar al título de Licenciado en Ciencias Biológicas. Director: J. L. Minetti (Laboratorio Climatológico Sudamericano).

Universidad Nacional de Tucumán. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Argentina.

Mendoza, E. A. y J. González. 2011. Libro: "Las ecorregiones del Norte Argentino basadas en la Clasificación Climática de Köppen. En: SERIE DE CONSERVACIÓN DE LA NATURALEZA N°17. Fundación Miguel Lillo-Tucumán Argentina. ISSN: 0325-9625.

Mendoza, E. A. 2010. "Cartografía para las ecoregiones del NOA según la Clasificación Climática de Köppen" (parte 1). En: Revista del Instituto Geográfico de la universidad de San Juan. IGA. San Juan-Argentina. Número de Abril 2011. ISSN: 1514-1942.

Mendoza, E. A. 2012 (en prensa). Los ecosistemas terrestres de Argentina (Cap. 2). En: Ecosistemas de Argentina. Ministerio de Educación de la Nación. Bs. As. CABA. Argentina.

Navarro, G. y W. Ferreira. 2004. Zonas de vegetación potencial de Bolivia: una base para el análisis de vacíos de conservación. Rev. Bol. Ecol. 15:2004.40 Pp.

Rivas-Martinez, S. 2008. Global Bioclimatics. World Bioclimatics Classification System. www.globalbioclimatics.org

Schimper, A.F.W. 1888. Die epiphytische Vegetation Amerikas. G. Fiischer, Viena.

Seimon, A., S. R. P. Halloy, and T. A. Seimon. 2007. Global high-altitude limits for aquatic vascular plants. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 39:340-341.

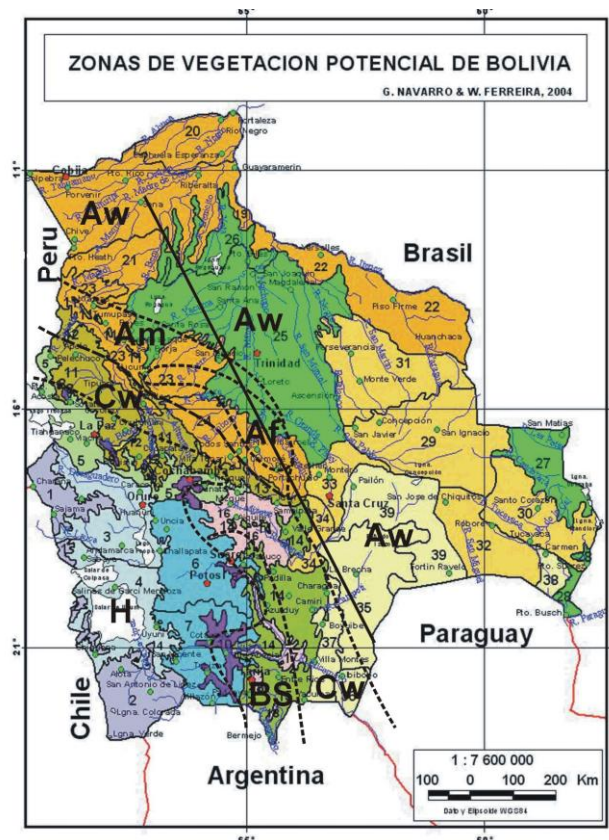


Figura 1. Mapa de vegetación de Bolivia modificado de Navarro (2004). Se indican los principales tipos de climas de Bolivia según la clasificación climática de Köppen (Cap. 9, Minetti este volumen). Las líneas punteadas separan a los diferentes tipos de clima, la línea sólida indica a una transecta hipotética representada en las **figuras 2 y 3**.

	A	B
<i>n</i> (pares) =	18	36
<i>r</i> (Pearson) =	-0.7482	-0.9867
IC 95% =	-0.45 a -0.90	-0.99 a -0.97
IC 99% =	-0.31 a -0.92	-0.99 a -0.97
<i>R</i>² =	0.5598	0.9736
<i>t</i> =	-4.6496	35.3944
<i>GL</i> =	16	34
(<i>p</i>) =	0.0002	< 0.0001
Poder 0.05 =	0.9871	1
Poder 0.01 =	0.9394	1

Tabla 1. matriz de correlación entre **A:** Temperatura Media Anual (en grados centígrados) y Latitud Sur (en grados) para todas las estaciones meteorológicas menores a 600 m snm. Identificadas como de tipos de clima Aw, Af y Am de la clasificación climática de Köppen. Para los tipos de vegetación de la Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando bajo Madidí, Llanos inundables del Beni y Beni Norte, Bosques secos Chiquitanos, Chaco y Formación Tucumano-Boliviana. **B:** Temperatura Media Anual y Altura de relieve (en metros) para todas las ecorregiones de Bolivia con estaciones meteorológicas de medición hasta los 4200 m snm.

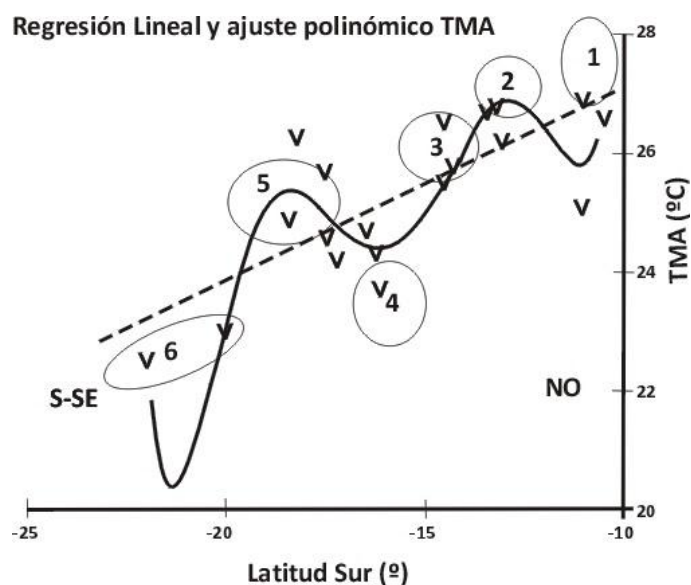


Figura 2. Regresión lineal (línea punteada) y ajuste polinómico (línea sólida) entre la Temperatura Media Anual (TMA, en grados centígrados) y la Latitud Sur (en grados) para las ecorregiones de Bolivia con rango altitudinal inferior a 600 m snm. Todas identificadas como de tipos de clima Aw, Af y Am de la clasificación climática de Köppen. La línea sólida representa al mejor ajuste logrado para la TMA con un polinomio de grado 6. NO: sector geográfico Noroeste, S-SE: sector geográfico Sur-sureste. 1: Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando bajo Madidí, 2: Llanos inundables del Beni y Beni Norte, 3: Amazonia Oriental, 4: Bosques secos Chiquitanos, 5: Chaco y 6: Formación Tucumano-Boliviana.

	A	B	C
n (pares) =	18	36	19
r (Pearson) =	0.44	-0.7933	-0.7904
IC 95% =	0.75 a 0.02	-0.89 a -0.63	-0.92 a -0.52
IC 99% =	0.81 a 0.17	-0.91 a -0.56	-0.94 a -0.40
R^2 =	0.1936	0.6293	0.6248
t =	2.0203	-7.5973	-5.3207
GL =	17	34	17
(p) =	0.05	< 0.0001	< 0.0001
Poder 0.05 =	3.168	1	1
Poder 0.01 =	9659.1589	1	1

Tabla 2. Matriz de correlación entre **A:** Lluvia Anual (en mm) y Longitud Oeste (en grados) para todas las estaciones meteorológicas menores a 600 m snm. Identificadas como de tipos de clima Aw, Af y Am de la clasificación climática de Köppen. Que caracterizan a la vegetación de la Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando de bajo Madidí, Llanos inundables del Beni y Beni Norte, Bosques secos Chiquitanos, Chaco y a la Formación Tucumano-Boliviana. **B:** Lluvia Anual con la Altura de relieve para todas las ecorregiones de Bolivia hasta los 4200 m snm. **C:** Lluvia Anual con la Altura de relieve para todas las ecorregiones de Bolivia con rango altitudinal comprendido entre los 600-4200 m snm.

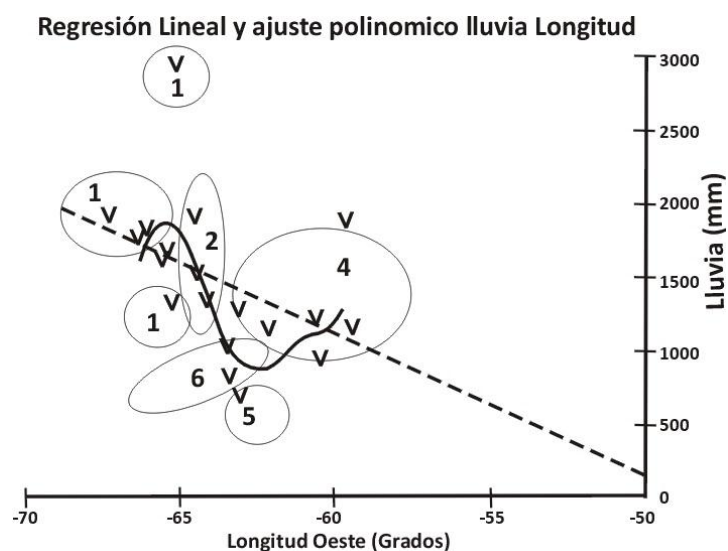


Figura 3. Regresión lineal (línea punteada, ploteada en la **figura 2**, ver **tabla 2**, columna A) entre la Lluvia Anual y la Longitud Oeste (en grados) para las ecorregiones de Bolivia con rango altitudinal inferior a 600 m snm. Todas identificadas como de clima Aw, Af, Am de la clasificación climática de Köppen. La línea sólida representa al mejor ajuste logrado para la lluvia anual con un polinomio de grado 6. 1: Amazonia de Pando centro-occidental y Amazonia de Pando bajo Madidí, 2: Llanos inundables del Beni y Beni Norte, 4: Bosques secos Chiquitanos, 5: Chaco. 6: Formación Tucumano-Boliviana.

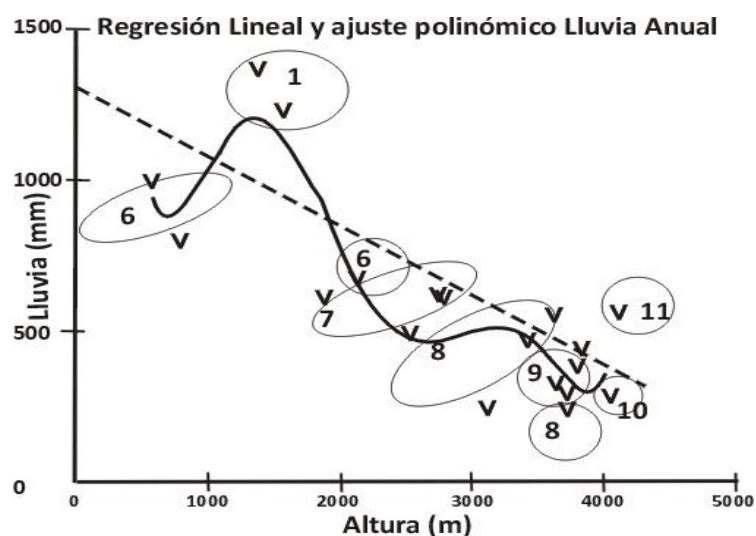


Figura 4. Regresión lineal (línea punteada, ver **Tabla 2**, columna C) entre la Lluvia Anual y la altura de relieve para las ecorregiones de Bolivia con rango altitudinal superior a 600 m snm. Todas identificadas como de clima Cw, BS y H de la clasificación climática de Köppen. La línea sólida representa al mejor ajuste logrado para la TMA con un polinomio de sexto grado. 1: Amazonia Peruano-Boliviana, 6: Formación Tucumano-Boliviana, Norte y Central, 7: Valles xéricos interandinos, 8: Prepuna Central, 9: Altiplano Seco Boliviano, 10: Cordillera Oriental Norte (Puna Xerofítica), 11: Cordillera Oriental Norte Y Altiplano Norte (Puna Subhúmeda).

	<i>Localidad</i>	<i>H</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>
1	<i>Riberalta</i>	<i>135</i>	<i>-11.01</i>	<i>-66.07</i>
2	<i>San Joaquín</i>	<i>140</i>	<i>-13.04</i>	<i>-64.40</i>
3	<i>Magdalena</i>	<i>141</i>	<i>-13.20</i>	<i>-64.09</i>
4	<i>Santa Ana</i>	<i>144</i>	<i>-13.43</i>	<i>-65.35</i>
5	<i>Trinidad</i>	<i>157</i>	<i>-14.51</i>	<i>-64.48</i>
6	<i>Guayamerín</i>	<i>171</i>	<i>-10.47</i>	<i>-65.21</i>
7	<i>Rrurrenabaque</i>	<i>202</i>	<i>-14.29</i>	<i>-67.27</i>
8	<i>San Borja</i>	<i>226</i>	<i>-14.49</i>	<i>-66.35</i>
9	<i>Cobija</i>	<i>252</i>	<i>-11.05</i>	<i>-65.52</i>
10	<i>Robore</i>	<i>265</i>	<i>-18.19</i>	<i>-59.45</i>
11	<i>San José</i>	<i>284</i>	<i>-17.50</i>	<i>-60.45</i>
12	<i>Todos Santos</i>	<i>300</i>	<i>-16.48</i>	<i>-65.08</i>
13	<i>San Juan</i>	<i>350</i>	<i>-17.20</i>	<i>-59.55</i>
14	<i>San Ig. Vzco.</i>	<i>413</i>	<i>-16.22</i>	<i>-60.57</i>
15	<i>Sta. Cz.</i>	<i>414</i>	<i>-17.48</i>	<i>-63.10</i>
16	<i>Concepción</i>	<i>497</i>	<i>-16.15</i>	<i>-62.06</i>
17	<i>Yacuiba</i>	<i>580</i>	<i>-22.01</i>	<i>-63.42</i>
18	<i>Camiri</i>	<i>810</i>	<i>-20.03</i>	<i>-63.34</i>
19	<i>Apolo</i>	<i>1383</i>	<i>-14.43</i>	<i>-68.30</i>
20	<i>Chulimani</i>	<i>1580</i>	<i>-16.22</i>	<i>-67.30</i>
21	<i>Tarija</i>	<i>1875</i>	<i>-21.32</i>	<i>-64.43</i>
22	<i>Padilla</i>	<i>2130</i>	<i>-19.19</i>	<i>-64.20</i>
23	<i>Cochabamba</i>	<i>2548</i>	<i>-17.27</i>	<i>-66.06</i>
24	<i>Sucre</i>	<i>2750</i>	<i>-19.03</i>	<i>-65.17</i>
25	<i>Totora</i>	<i>2789</i>	<i>-17.41</i>	<i>-65.09</i>
26	<i>Oploca</i>	<i>3120</i>	<i>-21.19</i>	<i>-65.46</i>
27	<i>Puna</i>	<i>3420</i>	<i>-19.45</i>	<i>-65.28</i>
28	<i>La Paz Central</i>	<i>3632</i>	<i>-16.30</i>	<i>-68.08</i>
29	<i>Villazón</i>	<i>3640</i>	<i>-22.05</i>	<i>-65.35</i>
30	<i>Oruro</i>	<i>3708</i>	<i>-17.58</i>	<i>-67.06</i>
31	<i>Challapata</i>	<i>3720</i>	<i>-18.52</i>	<i>-66.46</i>
32	<i>Pata Camaya</i>	<i>3789</i>	<i>-17.12</i>	<i>-67.55</i>
33	<i>El Belén</i>	<i>3820</i>	<i>-16.03</i>	<i>-68.41</i>
34	<i>Charana</i>	<i>4057</i>	<i>-17.35</i>	<i>-69.27</i>
35	<i>la Paz El Alto</i>	<i>4107</i>	<i>-16.31</i>	<i>-68.11</i>

Tabla 3. Estaciones meteorológicas empleadas para describir los gradientes vegetacionales de Bolivia. Ordenadas por rango altitudinal, latitud y longitud geográfica para una mayor comprensión de las figuras que se presentan en este trabajo.

CAPÍTULO 11

CLIMA Y PRODUCCIÓN AGROPECUARIA

Juan L. Minetti (1, 2, 3), Mauricio C. Costa (4) y Darío Ovejero (2)

(1) Departamento de Geografía de la UNT, (2) Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS), (3) CONICET; (4) Facultad de Agronomía y Zootécnia de la UNT y LCS.

La agricultura y ganadería han sido actividades del hombre que se han destacado en Bolivia desde la era pre-hispánica al presente (Baudin, 1962). Los primitivos Incas eran eficientes pastores que luego aprendieron las tradiciones agrícolas propias de las montañas, transformando su economía en mixta (agrícola-ganadera). Con la llegada de los europeos colonizadores, el impacto de nuevas tecnologías se hicieron sentir (Van 't Hooft, 2004). Con una economía agrícola-ganadera-minera en la era hispánica, la dependencia con el clima de este país ha sido siempre grande. Las explicaciones de estos impactos sólo llegaron con las mediciones meteorológicas y de los rindes de los cultivos en diversas regiones con los años. Estas mediciones sistemáticas han sido realizadas primero en el clima, y luego en los cultivos. Los estudios de asociación entre la variabilidad climática y los rendimientos de los productos generados por la actividad agrícola-ganadera, llegaron recién en las últimas décadas. La república de Bolivia posee en toda su extensión una amplia gama de climas agrícolas que posibilitan la existencia de actividades productivas relacionadas con la agricultura, ganadería y forestales. Desde tiempos ancestrales en esta región de Sudamérica eran cultivadas la papa, el maíz, la quinoa y otros que constituían la base alimentaria de las culturas andinas. Estas se desarrollaron utilizando técnicas de cultivos muy avanzadas, como las terrazas de riego y otras. Otros cultivos como la caña de azúcar, arroz, cítricos y soya son muy recientes. Las diferentes condiciones climáticas entre el Alto y el Bajo boliviano permiten la realización de actividades productivas muy distintas. Así, en el Alto la agricultura familiar de subsistencia que incluye a la cocalera y la ganadería de camélidos, caprinos y ovinos, se distinguen de la actividad extensiva de agricultura con destino alimenticio e industrial y ganadería bovina mayor. Más hacia el E del país el aprovechamiento del bosque natural y la selva permiten una actividad comercial maderera de extracción principalmente. También las especies alimenticias, industriales y otras constituyen un importante banco de germoplasma muy interesante para el mundo entero en virtud que de él se pueden, por medio de la biotecnología, obtener genes que permiten mejorar las características de los cultivares más diversos.

*Hoy después de una intensa presión impuesta por nuevos cultivos sobre los tradicionales, la soya lleva un 34% de la superficie sembrada total de Bolivia (1.98 millones de Ha) según el Instituto Nacional de Estadística (Abela y Valenzuela, 2006) mostradas en la **figura 1**. Le siguen en orden de importancia los cultivos tradicionales de maíz (15%), arroz (7%) y girasol (7%). A su vez del total de los cultivos leguminosos, el 89% es debido a soya.*

*La **figura 2** muestra que la preferencia de cultivos industriales, en superficie sembrada, ha superado a la de cereales a partir del año 1997, cuando pasó la barrera de las 800.000 Ha utilizada para tal fin, dentro de un total de 1.98 millones de Has para todo el país.*

En este apartado intentaremos mostrar cómo es el impacto de la variabilidad climática sobre los cultivos de granos en general (trigo, arroz, maíz, cebada, avena, centeno, mijo, sorgo y otras, según datos del Banco Mundial) y luego se tratará el caso particular de la soya por ser un cultivo tan importante hoy.

La **figura 3** muestra las tendencias lineales de los rindes agrícolas promedios de varios cultivos de granos en diversos países del mundo. Estamos suponiendo que estas tendencias han sido originadas principalmente por el agregado de tecnología a los cultivos, como ser el uso de fertilizantes, manejo cultural, mejora varietal (Thompson, 1969, 1970), etc., todas ellas de gran importancia como para cambiar los rindes de 4.000 Kg/Ha a 7.000 Kg/Ha en los últimos 30 años para EUA. Minetti y otros (2007) han mostrado en la Pampa Húmeda- Argentina sobre el cultivo del maíz, que parte de estas largas tendencias de los rindes tienen una componente en los cambios largos del clima, además. Esto ha sido mostrado en términos experimentales, ya que por ejemplo, el uso del nitrógeno como fertilizante (tecnología) está asociado a la disponibilidad de agua como lluvia (clima) o riego, para mejorar los rindes. Aún asumiendo que la mejora tecnológica haya producido la totalidad de estas tendencias crecientes de los rindes agrícolas, hay grandes diferencias entre ellas. China, por ejemplo tiene altos rindes y una tendencia algo menor que las de USA. Argentina y Brasil se hallan en una condición de rindes intermedios con buenas tendencias y parecidas entre ellas. En cambio Bolivia se muestra con bajos rindes y además con baja tendencia, lo que sugiere la necesidad de un arduo trabajo de adopción de tecnologías para insertarse en el mundo moderno.

La **figura 4** superior muestra a la evolución temporal de los rindes agrícolas en Bolivia con su tendencia lineal. En los 30 años analizados el crecimiento de los rindes se ubica en el orden de 1.100 a 2.000 Kg/Ha, o sea un +900 Kg/Ha, debidos posiblemente a tecnología. De la variabilidad más rápida de los rindes donde se supone que el clima es el principal responsable, sus apartamientos más negativos se observaron alrededor del año 1999 (-300 Kg/Ha) y positivos en el año 2010 (+300 Kg/Ha), entre ambos hay unos 600 Kg/Ha. En la misma figura abajo se adjunta a las anomalías de los rindes, la tendencia y el comportamiento de baja frecuencia de la altura del lago Titicaca, tomado éste como un indicador climático de mayor alcance. Este explica el porque de la caída de las anomalías de rindes entre 1980-1999, y su ascenso posterior. En esta comparación sólo hay una discordancia de lo ocurrido al final del período analizado.

La **figura 5** muestra arriba al espectro de la varianza donde se ve el porcentaje de la misma explicado por un cambio largo del clima (tendencia), como la principal responsabilidad, lo que asumimos como tecnología. Al filtrar la tendencia lineal de los rindes, abajo en la figura, continúa explicando una oscilación larga del clima y que parece responsabilizar a la "Oscilación Subtropical" de 22-26 años (Vargas y otros, 2002) por el rango de escala. Al quitar la tendencia la explicación de una oscilación de 2.8 años crece en orden de importancia, pero ésta se parece más a una componente QBO (Cuasi Bienal Oscillation (Landsberg y otros, 1963) que debido al ENSO (El Niño/La Niña) (Ropelewski y Halpert, 1987) que se ubica entre 3-7 años. También en la **figura 4** se observa que los posibles impactos de los eventos El Niño más severos que han ocurrido en los períodos 1982-83 y 1997-98, cuando los rindes de cereales se han mostrado en fases opuestas para Bolivia, igual que en la altura del lago Titicaca, al ser tomado éste como un indicador climático-hidrológico. En las fases extremas de La Niña de los años 1988 y 1995 que han originado severas pérdidas por sequías en Argentina, no se ven señales en Bolivia sobre impacto alguno. Con todo esto se infiere que la fases opuestas del ENSO no generan responsabilidad sobre rindes agrícolas en Bolivia. Esto no contradice lo mostrado anteriormente en el capítulo 8 donde se ven cambios opuestos en las precipitaciones del Altiplano y llanura oriental en los meses de Febrero y Septiembre, para casos opuestos del evento ENSO.

Bolivia tiene por otra parte una población zootécnica de especies introducidas del exterior en épocas de la colonia. Estas se sobreponen sobre las especies nativas de llamas, alpacas, conejos y otros. En el caso de los bovinos, ovinos, porcinos y caprinos no se observó en el pasado el uso de metodologías adecuadas para la selección. Sin embargo existe una selección natural ajustada a las condiciones ambientales de cada región. Estas regiones se identifican naturalmente como

las de Altiplano, Valles y Llanos dentro de un marco de un 31% de la superficie nacional con pastos y/o arbustos aptos para la ganadería intensiva. Recién a partir de 1950 los hatos y rebaños empezaron a ser mejorados con la introducción de razas especializadas. El ganado bovino ibérico fue introducido por los españoles en las pampas de Moxos en el Siglo XVII. Estos se adaptaron a extensas praderas con pastos naturales y excelente disponibilidad de agua típicas del clima de sabana Aw. Este ganado adaptado hoy se llama criollo. Desde 1950 en adelante se han introducido especies cebuinas como el Gyr, Indobrasil, Nellore y en menor cantidad el Shorton, Holando-Argentino, Hereford, Pardo Suizo, Charolais y Santa Gertrudis. De España también llegaron forrajes que se adaptaron y naturalizaron en Sudamérica y Bolivia. Tales los casos de la cebada (*Hordeum vulgare*), la avena (*Avena sativa*), el centeno (*Secale cereale*) y otras gramíneas y leguminosas. En su nuevo ambiente resistieron a las enfermedades y pestes y se acostumbraron a las condiciones que les ofrecieron los criadores y pastores. Desarrollaron aptitudes como la alta fertilidad, mansedumbre, longevidad y precocidad (Cardozo González, 2007).

La influencia del clima en la producción bovina fue reconocida en el pasado (Johnson, 1987). El clima afecta al ganado en forma directa o indirecta, modificando la cantidad y/o calidad de los alimentos, requerimientos de agua y energía consumida y uso de la misma. Fenómenos climáticos adversos como sequías e inundaciones modifican mecanismos fisiológicos y de comportamiento. Estos se acentúan bajo condiciones de frío o calor afectando los índices productivos. Lamentablemente no se dispone en esta región de información biométrica para asociarla con la variabilidad climática, pero debiera esperarse un impacto negativo en la producción en las situaciones principalmente de déficit o excesos de agua ya mostrados en el capítulo 8. El **cuadro 1** y **figura 6** muestran a la producción ganadera y de carne bobina en Bolivia para los últimos seis años.

Cuadro 1: Producción ganadera de Bolivia por departamentos en el período 2006-2011. Fuente: Federación de Ganaderos de Santa Cruz. FEGASACRUZ. Elaboración IBCE. (p) datos preliminares.

Departamento	2006	2007	2008	2009	2010	2011 (p)
Beni	3.165.424	3.231.013	3.310.316	3.393.768	3.475.136	3.561.035
Santa Cruz	2.098.547	2.156.886	2.220.083	2.279.474	2.342.531	2.405.850
Chuquisaca	587.792	601.545	616.163	630.886	646.124	661.996
La Paz	497.366	510.590	524.585	538.273	552.807	567.187
Tarija	382.990	392.373	403.202	413.638	424.694	435.888
Cochabamba	370.404	379.665	389.589	398.916	409.267	420.062
Potosí	179.158	183.456	188.319	192.107	196.763	201.587
Pando	62.920	65.136	67.148	69.167	71.765	74.388
Oruro	64.401	65.862	67.397	69.001	70.699	72.446
Bolivia	7.409.002	7.586.526	7.786.802	7.985.230	8.189.786	8.400.439

RESPUESTA DE LA AGRICULTURA MODERNA EN BOLIVIA A LA VARIABILIDAD DEL CLIMA.

El **cuadro 2** muestra la evolución interanual del cultivo de la soja realizados en verano e invierno respectivamente en el departamento de Santa Cruz. Fuente ANAPO-Dpto. Técnico y Servicios.

GE GESTIÓN DE VERANO	SUPERFICIE(Ha)	RENDIMIENTOS (TM/Ha)	PRODUCCIÓN (TM)
71/72	800	1,50	1.200
72/73	1.900	1,70	3.230
73/74	6.000	1,29	7.728
74/75	8.300	1,20	10.000

75/76	11.820	1,27	15.011
76/77	7.200	1,50	10.800
77/78	18.230	1,36	24.793
78/79	26.250	1,45	38.062
79/80	35.000	1,50	52.500
80/81	25.000	1,59	39.750
81/82	41.070	1,91	78.443
82/83	41.200	1,45	59.828
83/84	36.316	2,10	76.225
84/85	51.000	1,70	86.790
85/86	50.800	2,50	127.000
86/87	53.878	1,71	92.200
87/88	60.000	2,00	120.000
88/89	110.000	2,20	242.000
89/90	140.000	1,29	180.000
90/91	150.000	2,13	320.000
91/92	164.920	1,52	250.367
92/93	174.923	2,38	415.508
93/94	242.000	2,45	592.900
94/95	330.000	2,15	709.500
95/96	390.400	1,92	747.629
96/97	433.500	1,91	828.000
97/98	490.000	1,89	925.000
98/99	509.000	1,52	774.465
99/00	491.500	2,03	995.500
00/01	490.500	1,77	868.000
01/02	484.000	1,86	900.000
02/03	511.000	2,44	1.247.800
03/04	602.000	1,89	1.135.500
04/05	650.500	1,80	1.174.150
05/06	660.000	1,74	1.150.750
06/07	710.200	1,89	1.345.000
07/08	428.000	1,95	836.700
08/09	700.700	1,98	1.391.610
09/10	631.500	2,00	1.263.110
10/11	760.000	2,42	1.838.330
GESTIÓN INVERNO	SUPERFICIE (Has)	RENDIMIENTO TM/Ha)	PRODUCCIÓN (TM)
1984	14.000	1,00	14.000
1985	12.000	1,01	12.120
1986	12.358	1,18	14.579
1987	12.500	1,01	12.600
1988	20.000	0,70	14.000
1989	30.000	1,50	45.000
1990	32.334	1,69	54.781
1991	45.000	1,60	72.000
1992	27.600	2,11	58.299
1993	65.231	1,50	97.847
1994	89.000	1,60	142.400
1995	63.600	1,57	100.000
1996	84.490	1,75	147.690
1997	90.000	2,00	180.000
1998	110.000	1,60	175.500
1999	117.000	1,58	185.000

2000	116.400	2,33	271.650
2001	145.000	2,30	333.500
2002	155.200	1,94	301.500
2003	194.100	2,20	427.750
2004	260.600	1,89	492.000
2005	280.000	1,57	439.600
2006	268.200	1,79	481.330
2007	270.700	1,11	299.270
2008	195.950	2,10	418.270
2009	284.900	1,97	561.122
2010	255.200	1,77	451.518
2011	271.700	1,84	498.211

*Este sería el caso del doble cultivo permitido por los excelentes niveles de evapotranspiración potencial en invierno de los climas Aw de sabana, asistidos por el aprovisionamiento de agua subterránea con napas cercanas a la superficie que permiten la irrigación por capilaridad. La **figura 7** de este capítulo muestra a los rendimientos anuales de soja de verano en la principal área de granos de Bolivia, el Dpto. de Santa Cruz. Su tendencia principal delata un rápido crecimiento de los rindes en los primeros quince años a partir de 1971-72 como producto de una mejora en el conocimiento del cultivo, adaptación de variedades y otras tecnologías de manejo, etc. Mientras que en el primer período la suba representa a 600 Kg/Ha, en el segundo período desde 1986 al presente, la tendencia declina su ascenso en forma marcada, contribuyendo solo a 200 Kg/Ha. Es sorprendente este estacionamiento de los rindes en vista del gran potencial tecnológico desplegado en la región. Un polinomio de grado superior (5to. Grado) revela además que en este período de estacionamiento hay dos fases de una onda larga de cambio, una positiva centrada alrededor de 1992 y otra negativa centrada alrededor del año 2002. Esta onda larga se parece a la tendencia de la condición hídrica de Bolivia mostrada en la **figura 5** del capítulo 8, con un período lluvioso de 1975-92 y una más seca posterior hasta el presente.*

*En la **figura 8** puede advertirse que el cultivo de soja de invierno terminó por ser implantado una década posterior a los de verano. Por lo tanto también observa una rápida tendencia al crecimiento de los rindes en los primeros quince años y un estacionamiento posterior. Si bien los rindes al comienzo estuvieron unos 900Kg/Ha menos que los de verano, con el correr de los años éstos convergen alrededor de los 1900Kg/Ha. Por otra parte en la crisis de rendimientos bajos de la soja de verano ocurrida en el período 1998-99/2001-02 afectada por importantes sequías en el cuatrimestre EFMA (ver **cuadro 5** del capítulo 8), la soja de invierno alcanzó a tener rindes superiores a las de verano. Más aún en la última década el período 2004-06, la soja de invierno parecía perder rindes no reflejados por igual impacto en el verano.*

MODELADO EMPÍRICO ENTRE RENDIMIENTOS FINALES DE SOJA DE VERANO E INVIERNO Y VARIABLES CLIMÁTICAS PARA EL DEPARTAMENTO DE SANTA CRUZ DE LA SIERRA:

*Las **figuras 9 y 10** muestran las correlaciones entre tres indicadores climáticos (a) precipitación de Santa Cruz, (b) índice de sequía de Bolivia y (c) temperatura de Santa Cruz con los rindes de soja de verano e invierno respectivamente. La **figura 9** donde se muestra la respuesta climática de la soja de verano indica que los excesos hídricos de Octubre y Abril-Mayo dan rendimientos negativos (bajos). Si bien en el trimestre DEF tiene un intento de respuesta ascendente, ésta no alcanza para superar la aleatoriedad (sin significación estadística). Lo mismo ocurre con la tendencia estacional del índice de sequía de Bolivia*

donde hay una respuesta favorable entre Diciembre-Marzo con los rendimientos (baja sequía altos rendimientos) pero esto no es significativo. Condiciones más secas en lluvias o índices de sequías altos de Abril-Mayo, son favorables a los rendimientos de la soja de verano y esta vez con significación estadística. Inferimos en este resultado la posibilidad de que los excesos hídricos perturben la cosecha con falta de piso para las máquinas (disminuyéndolo o perdiéndolo). Es más difícil de interpretar el por qué de la correlación negativa entre precipitación de Octubre y los rindes de la soja de verano. Estando el índice de sequía de Noviembre de Bolivia asociado positivamente con los rindes, y también la temperatura (menos nubosidad y mayor temperatura con la sequía) es posible pensar que las condiciones más secas de O-N sean más favorables para la siembra de esta oleaginosa, ya que en esta estación del año comienza a levantar el almacenaje de agua en el suelo. En términos climáticos esto recién comenzaría en Diciembre cuando la tasa de precipitación supera a la de evapotranspiración. De todos modos queda como un interrogante, el porque de un comienzo temprano de la actividad monzonal del clima con más lluvias primaverales pudiera afectar negativamente a este cultivo. La no respuesta a la variabilidad hídrica interanual que se ve en este cultivo puede estar diciendo que las condiciones de verano son lo suficientemente estables como para no dejar huella interanual en los rindes. Otra hipótesis sobre esto tendría que ver con la inhomogeneidad espacial de las precipitaciones convectivas en Bolivia que den poco o ninguna representatividad a los datos puntuales de precipitación. En este último aspecto se incluyó en el análisis al índice de sequía como una variable más estable espacialmente, pero no se advierten diferencias. También es una hipótesis difícil de interpretar en vista de que en el Norte de Argentina (Tucumán), Minetti y Lamelas (1995) mostraron una conexión exactamente al revés cuando las condiciones del clima no serían muy diferentes entre ambas zonas. Los autores encontraron en Tucumán una elevada correlación con los rindes a las precipitaciones del período DEFM. Es importante fijar el concepto de que excesos de lluvias como una actividad monzonal temprana o tardía pueden afectar al cultivo.

Cuando se analizan las respuestas climáticas con los rindes sojeros del invierno en la **figura 10** también se minimizan las respuestas a las lluvias en casi todo el ciclo pero esto era de esperar por la dependencia de las plantas al agua subterránea y edáfica. Con energía sobrante, en el período de sequía estacional la única fuente efectiva de agua es la del suelo. Solamente al final del ciclo, pero esta vez con una asociación positiva, las lluvias de Octubre tienen buen peso para el llenado de grano o fracaso de cosecha si es seco. Las otras variables climáticas en general no tienen peso en la producción y solo aparece como de alguna trascendencia el índice de sequía de Bolivia en Mayo aceptando que un exceso de agua regional en este mes beneficiaría a los rindes finales. Esta condición atmosférica en este caso asegura o refuerza al agua en el suelo necesaria para el resto del ciclo agrícola. En ambos casos sean los análisis de verano o invierno sería necesario realizar acumulación de información biométrica y ambiental puntuales para conocer más sobre el impacto del clima en la variabilidad del cultivo, más en este caso cuando se ven una escasa o ninguna tendencia en la evolución temporal de los rendimientos.

Las autocorrelaciones de los rendimientos sin tendencias de la **figura 11**, muestran comportamientos diferentes de los rendimientos con los años. En el verano cuando la dependencia climática es más importante se ve una respuesta negativa sobre los rindes a cuatro años partiendo de una buena cosecha. Esta condición no parece tener que ver con el clima porque las variables hídricas que afectarían al cultivo no tienen este comportamiento. Aquí pareciera tener que ver con el agotamiento de Nitrógeno en el suelo para un cultivo demandante de este elemento. En el caso del invierno la respuesta interanual de los rendimientos es muy diferente ya que parecen persistir durante tres años las condiciones de altos o buenos rindes, aunque esto no sea significativo desde el punto de vista estadístico. Esto podría tener que ver con la dinámica de más largo plazo del agua en el suelo (napa freática).

Por último, el conocimiento del comportamiento del clima a través de los años es de vital importancia para darnos una idea de cómo se debe manejar el cultivo y ser más exitosos, ya que esta información es parte de los elementos de decisión.

LITERATURA CITADA:

Abela, J.E. y R.Valenzuela, 2006: situación de los cultivos leguminosos y los inoculantes en Bolivia. Agroindustrias Lucano SRL.

Baudin, L., 1962: El imperio socialista de los Incas. Ed. Zigzag, 437 pgs.

Cardozo González, A., 2007: La ganadería de leche en el Altiplano Boliviano.

Johnson, 1987: Bioclimatology and the adaptation of Livestock. Elsevier Science Publishers. 3-16.

Landsberg, H.E., J.M. Mitchel, H.M. Crutcher and F.T. Quinlan, 1963: Surface signs of the bienal atmospheric pulse. Mon.Wea.Rev. vol. 91, N° 10-12, 549-556.

Minetti, J.L., y C.M. Lamelas, 1995: Respuesta regional de la soja en Tucumán a la variabilidad climática. Rev. Ind. Y Agr. de Tuc., Tomo 72 (1-2), 63-68. S.M. de Tucumán.

Minetti, J.L., W.M.Vargas, B.Vega y M.C.Costa, 2.007: “Las sequías en la Pampa Húmeda: Impacto en la productividad del maíz”. Rev. Bra. de Met. 22, N° 2, 218-232.

Ropelewski, C.F. and M.S. Halpert, 1987: Global and regional patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. Mon.Wea.Rev. vol. 115, 1606-1626.

Thompson, L., 1969: Weather and technology in the production of corn in the U.S. corn belt. Agronomy Journal 61: 453-456.

Thompson, L., 1970: Weather and technology in the production of soybeans in the Central United States. Agronomy Journal 62:232-236.

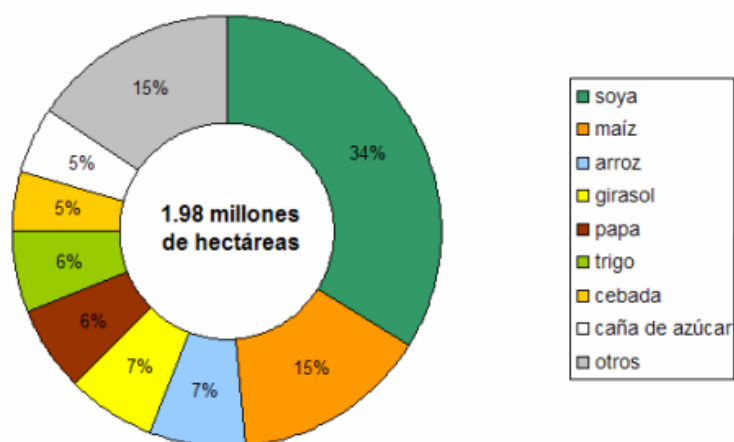
Van't Hooft, K., 2004: El encuentro entre tecnología andina y occidental. Van't Hooft Ed. 487 pgs.

Vargas, W.M., J.L. Minetti y A.G. Poblete, 2002: Low-frequency oscillations in climatic and hydrological variables in southern South America's tropical-subtropical regions. Theor.Appl.Climatol. 72, 29-40.

**BOLIVIA: PORCENTAJE DE SUPERFICIE OCUPADA POR
LOS PRINCIPALES CULTIVOS**

Valor promedio para el quinquenio 2000-2004

Fuente: Instituto Nacional de Estadística (www.ine.gov.bo). Elaboración propia



**BOLIVIA: PORCENTAJE DE SUPERFICIE OCUPADA POR
LOS PRINCIPALES CULTIVOS LEGUMINOSOS**

Valor promedio para el quinquenio 2000-2004

Fuente: Instituto Nacional de Estadística (www.ine.gov.bo). Elaboración propia

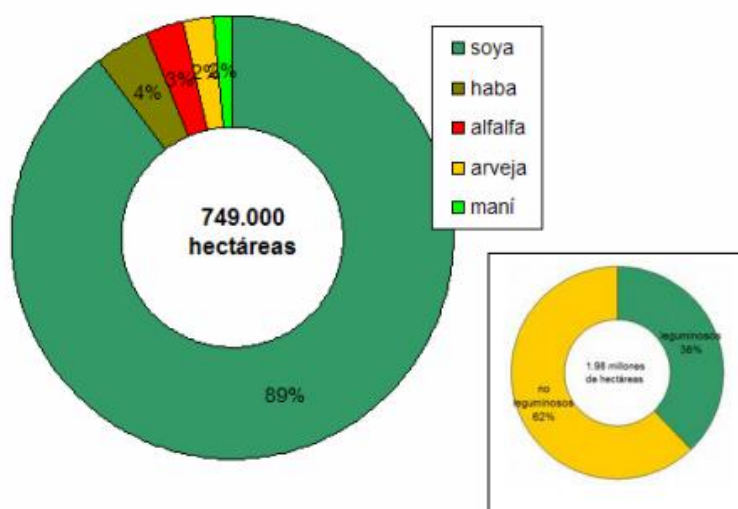


Figura 1: Porcentajes de producción por diversos granos en la República de Bolivia según Abela y Valenzuela (2006).

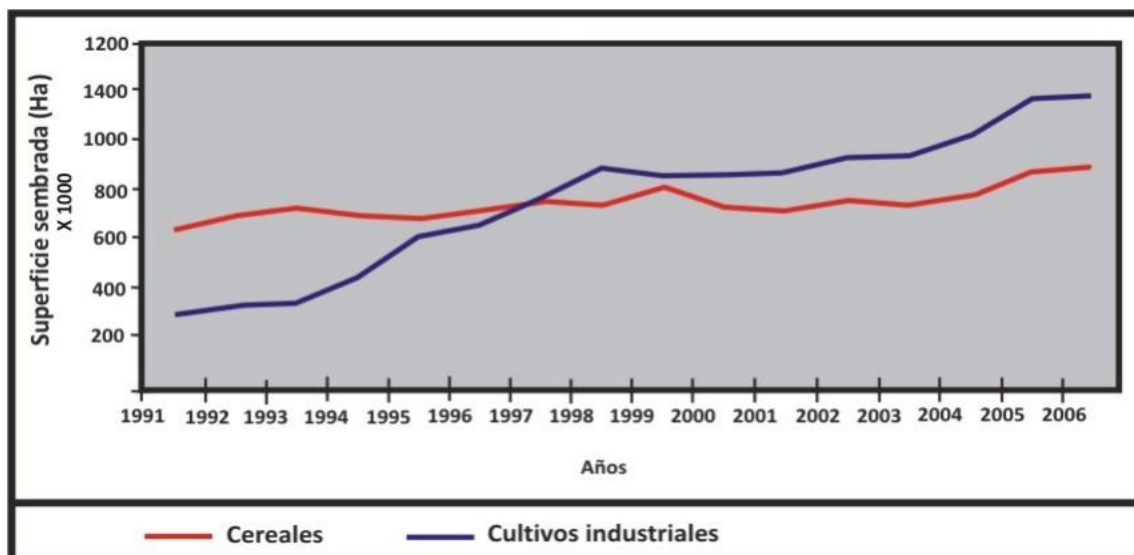


Figura 2: Evolución temporal de la superficie sembrada con cereales y cultivos industriales en Bolivia. Período 1991-2006 en miles de Has. Fuente adaptada de MDRAyMA.

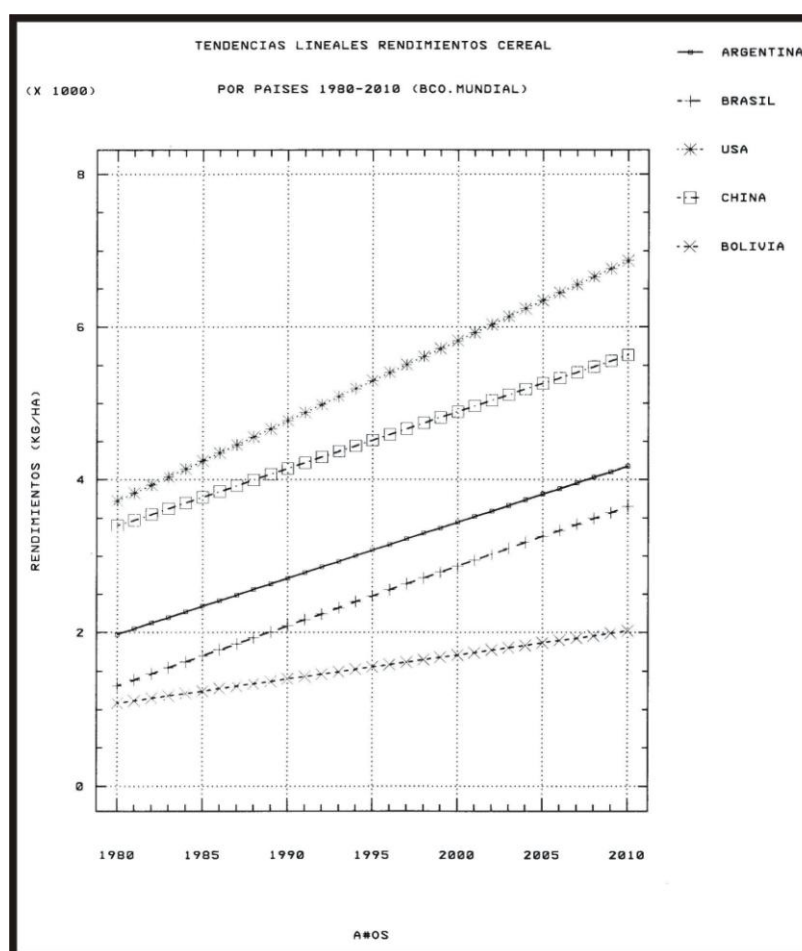


Figura 3: Tendencias de los rendimientos de cereales por países en los últimos 30 años. Fuente: Banco Mundial.

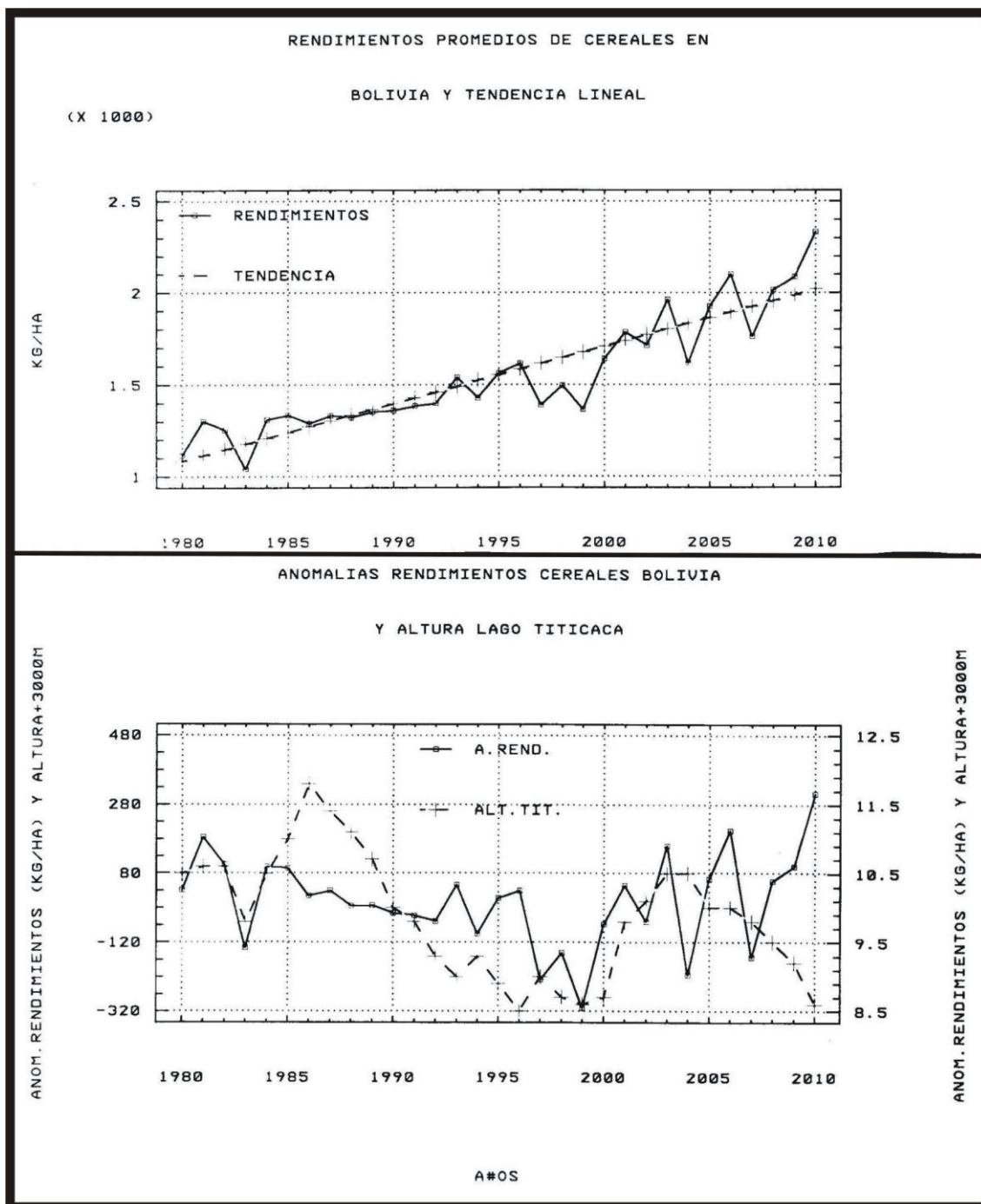


Figura 4: (arriba) Rendimientos promedios de cereales en Bolivia y tendencias en el período 1980-2010. Fuente: Banco Mundial. (Abajo) Anomalías de los rindes agrícolas respecto de la tendencia lineal (escala izquierda) y altura del lago Titicaca (+3.000 en la escala derecha).

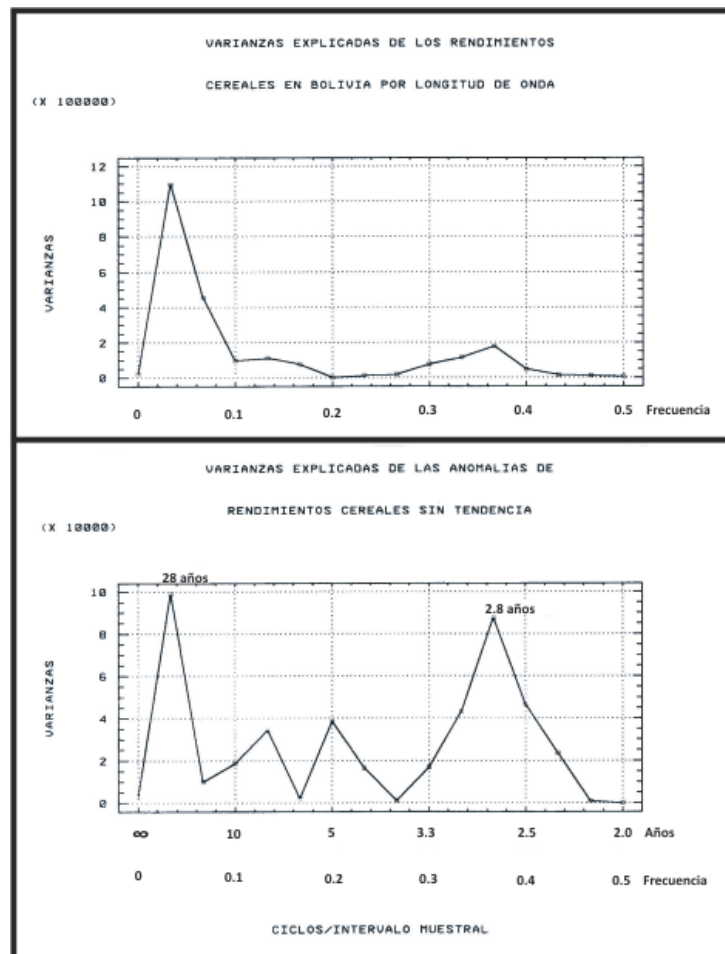


Figura 5: Espectros de la varianza de los rindes agrícolas en Bolivia, período 1980-2010 con tendencia lineal (arriba) y sin ella (abajo).

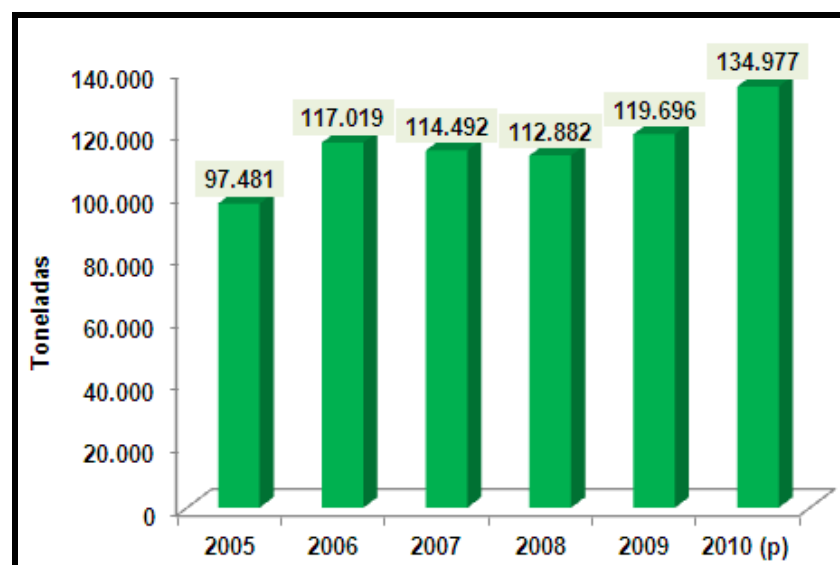


Figura 6: Producción de carne bovina en Bolivia - período 2005 – 2010 en toneladas.

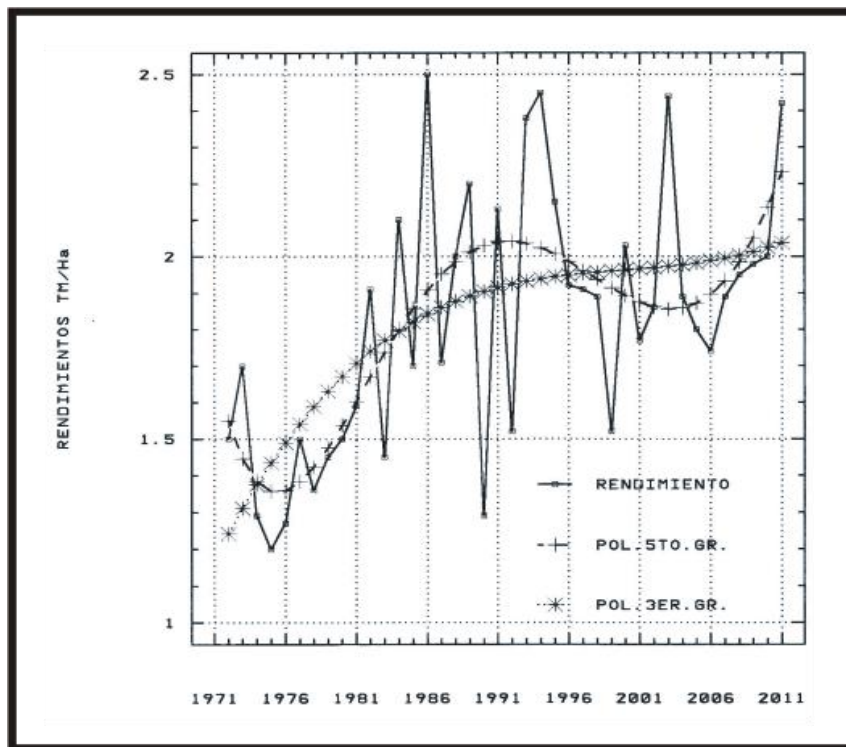


Figura 7: Rendimientos de la soja de verano en el Dpto. Santa Cruz y ajustes polinómicos de 3er. y 5to.grado. Período 1970-71/2010-11.

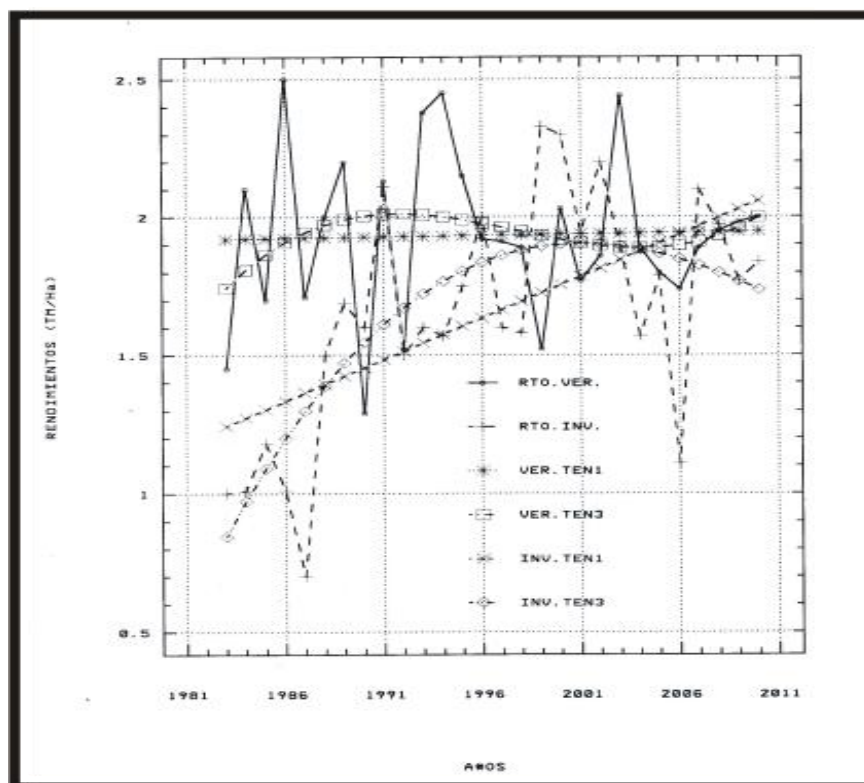


Figura 8: Rendimientos de soja en el Dpto. Santa Cruz para verano (1982-83/2010-11) e invierno (1983/2011). Ambos rendimientos con tendências de 1er. Grado (lineal) y 3er. Grado (curvilínea). Escala izquierda +1000 Kg/Ha.

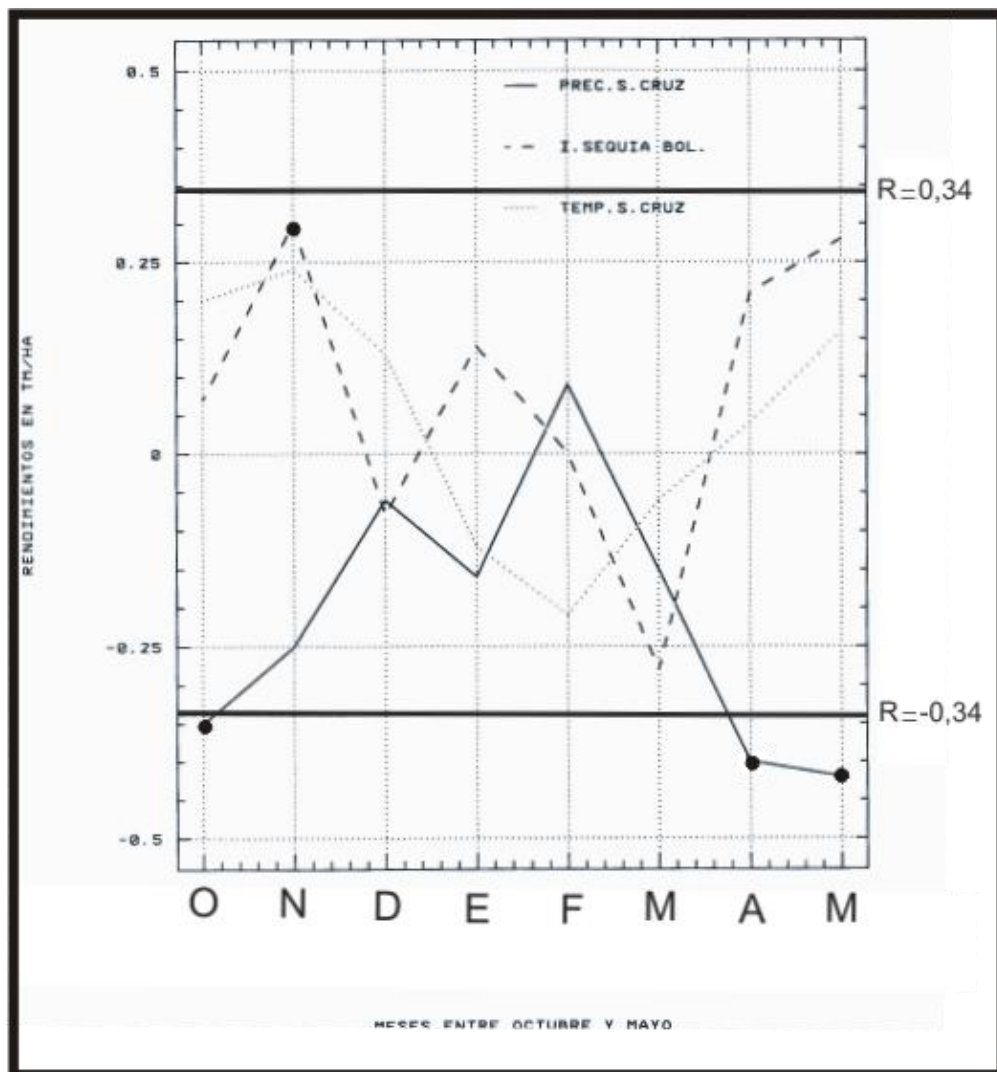


Figura 9: Correlaciones entre los rindes finales de soja de verano en el Dpto. de Santa Cruz-Bolivia con variables climáticas mensuales durante el estadio vegetativo de la misma. Las variables correlacionadas son a) precipitación en Santa Cruz, b) índice de sequía en Bolivia y c) temperatura media. Período de análisis en 1981-82/2010-11. $R_c = \pm 0,34$.

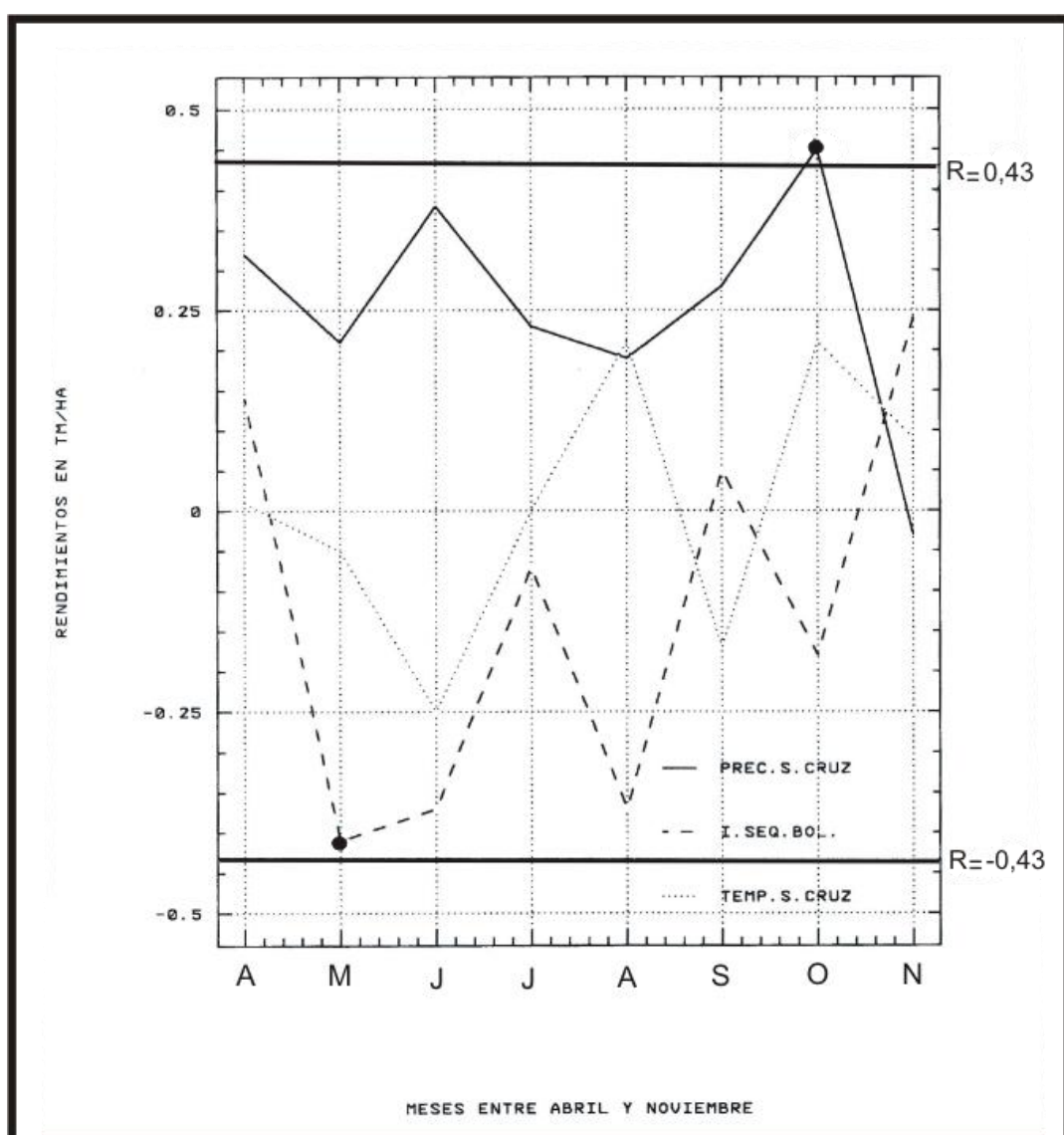


Figura 10: Correlaciones entre los rindes finales de soja de invierno en el Dpto. de Santa Cruz-Bolivia con variables climáticas mensuales durante el estadio vegetativo de la misma. Las variables correlacionadas son a) precipitación en Santa Cruz, b) índice de sequía en Bolivia y c) temperatura media. Período de análisis en 1981-82/2010-11. $R_c = \pm 0,43$.

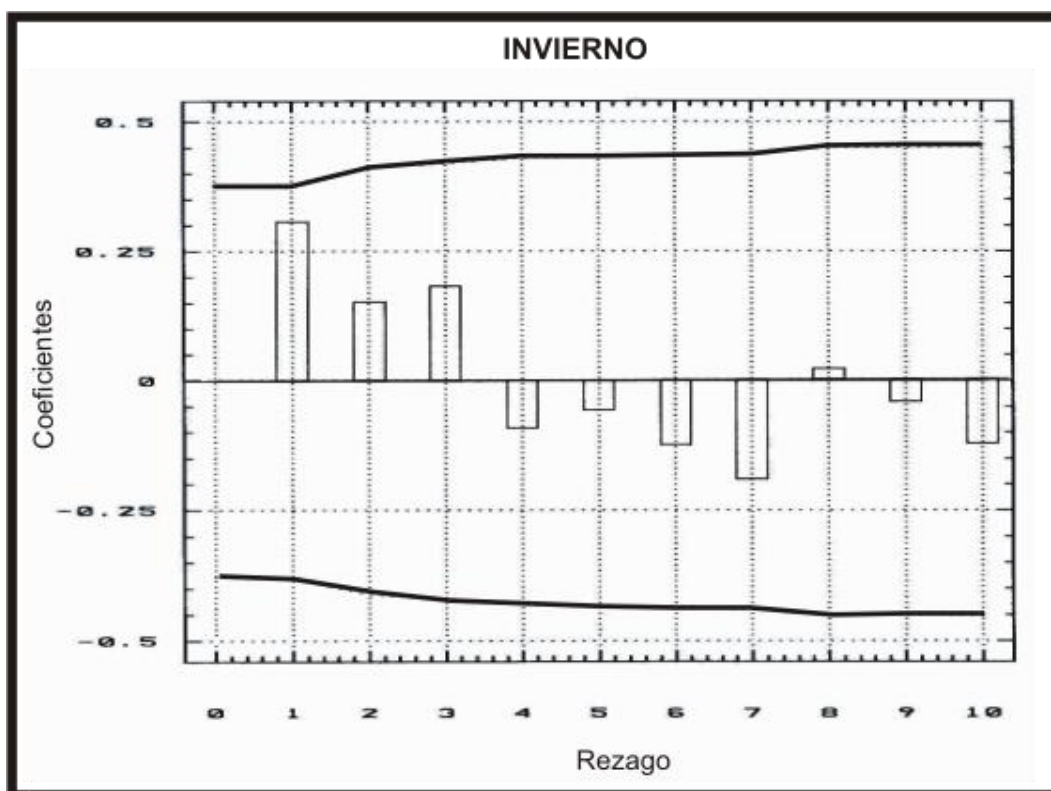
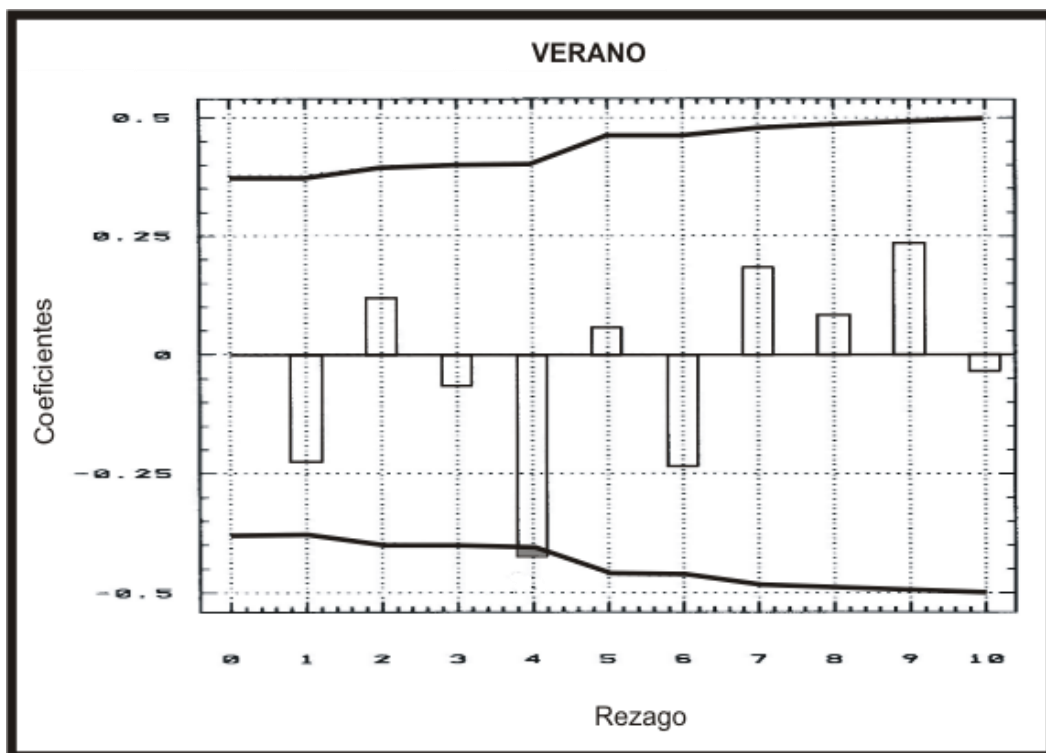


Figura 11: Autocorrelaciones de los rendimientos de verano e invierno sin tendencia.

CAPÍTULO 12

CLIMA Y RECURSOS HÍDRICOS

Juan L. Minetti (1) y Darío P. Ovejero (2)

(1) Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS), CONICET y Dpto. de Geografía, UNT.

(2) LCS y Dpto. de Geografía, UNT.

*Bolivia es un país de intensos contrastes respecto del agua. Posee inmensos territorios con excesos de agua y otros con zonas áridas deficitarias. Hasta el presente los gigantes recursos hídricos, superficiales y subterráneos, han sido escasamente aprovechados. Algunos ríos son tan caudalosos que son aprovechados para transporte (navegables) y en otras regiones sus lagos coronan el paisaje árido. Los recursos subterráneos siguen en general la distribución espacial de los ríos superficiales. En particular los principales recursos hídricos superficiales cuyas cuencas y subcuencas se ven en la **figura 1** y ríos en la **figura 2**, provienen directa o indirectamente de una región donde el balance de agua entre la precipitación y la evapotranspiración es positiva (entre 500-1000 mm/año) y son aquellos ríos que parten del centro de Bolivia hacia el Norte (A-Cuenca Amazónica) y algunos del Sur del país hacia el Oeste (B-Cuenca del Plata). Otras regiones con balances de agua negativos (-500 a -1000 mm/año) también alimentan a lagunas interiores (C-Cuencas cerradas en el Altiplano). Para entender la importancia de la variación estacional de los balances hídricos positivos que dejan excedentes de agua para el almacenaje en el suelo y escurrimiento lateral (derrame), se deben ver las figuras 68-80 del ACB. Desde el mes de Febrero hasta Agosto hay una retracción de la superficie con balance de agua positivo, hasta completar todo el territorio con balance negativo en Agosto. Ya en el mes de Marzo la mayor parte del Sur del país tiene balance de agua negativo y la mitad Norte positivo, favoreciendo a los escurrimientos del final del monzón en el Norte del país. En el mes de Septiembre una pequeña región de balance hídrico positivo del cuadrante Noroeste de Bolivia comienza a extenderse hacia el Sudeste en los meses siguientes como una franja espacial pegada a la Cordillera. Esta franja de balance positivo de ensancha significativamente en Diciembre con la llegada del monzón (ver figura 9, capítulo 7). La mayor superficie con balance positivo luego se observa en los meses de Febrero-Marzo. Sobre fin de Marzo y fin de Junio el monzón Sudamericano se retira con dos grandes saltos o retracciones en la probabilidad de ocurrencia de lluvias. Un retraso de este fenómeno, suele dar lugar a la ocurrencia de importantes inundaciones tardías sobre el otoño.*

A-Cuenca del Amazonas: Esta es compartida con Brasil, Colombia, Perú, Venezuela y Guyana, con 6.059.000 Km² y el caudal medio anual final en la desembocadura es de 180.000 m³/seg. En Bolivia de 1.098.580 Km² la cuenca Amazónica se desarrolla en 887.990 Km², un 14.6% del total de toda la cuenca, y un 80.8% de la superficie del país. Esta cuenca contiene cinco subcuencas de los ríos: Beni, Acre y Abuná, Mamoré, Itenez y Madeira con una escorrentía anual (derrame) de 572.000 Hm³, o sea con un caudal medio anual de 18.138 m³/s. Este derrame escurrido por toda la cuenca Amazónica es del 30 % superior al del río Paraná en el Túnel Subfluvial, que tiene 439.818 Hm³. Esto significa un rendimiento específico de unos 648 mm/año en la cuenca (AQUASAT-FAO, 2012). Los principales afluentes que recogen los excedentes de agua del sistema más lluvioso (Todos Santos con más de 3000 mm/año), Los ríos Mamoré, con un caudal medio de 11.649 m³/s. un tercio de lo derramado por el río Madeira su principal colector Amazónico, y el Beni más al Oeste que

posee casi el mismo caudal que el Mamoré, con 11.850 m³/s. Las cuencas de los ríos Beni, Mamoré e Itenez/Guaporé son los principales aportadores al recurso freático del N de Bolivia, recarga que garantiza una agricultura invernal en medio de la estación seca invernal. Al Norte, el río Madeira no solo desagua a la principal vertiente lluviosa del centro de Bolivia, sino que también lo hace sobre uno de los sectores más lluviosos del Sur de Perú (6400 mm/año sobre la localidad Quincemil). Más al Sudeste, el río Grande colecta aguas que se desplazan hacia el Este, y con un rumbo errático Sur-Norte contribuye a la ocurrencia de importantes inundaciones en campos agrícolas a lo largo de sus 1.438 Km de recorrido. Drena una superficie de 101.902 Km² y su caudal medio es del orden de los 552 m³/s, casi el doble del caudal del río Bermejo al Sur de este país.

B-Cuenca del Plata: Está es compartida con Argentina, Paraguay, Brasil y Uruguay, con 234.648 Km². En Bolivia se incluyen los ríos Pilcomayo, Bermejo, San Juan y Paraguay en un 17% de la superficie nacional. El derrame anual de estos ríos es de 47.500 Hm³ con un rendimiento de 202 mm/año, un 31% de la cuenca Amazónica en Bolivia. Buena parte de esta agua se infiltra para recargar al río Paraguay y el Pantanal. Este último sector, sólo en Bolivia cubre una extensión de 31.898 Km². El río más importante de la cuenca Atlántica es el Bermejo, que tiene un caudal medio anual de 109 m³/s en Tarija/San Telmo y el triple de 309 m³/s en Salta/Pozo Sarmiento, y que junto con el Pilcomayo de 175 m³/s drenan a los sistemas serranos del Sur de Bolivia. Esta zona es una isla de excedentes de agua entre la precipitación menos la evapotranspiración.

C-Cuenca Altiplánica: Está integrada por el Lago Titicaca, Desaguadero, Poopó, Salar de Coipasa (conocido como sistema TDPS), la mayor parte dentro del territorio Boliviano con algunas pocas excepciones. Cubre una superficie de 191.293 Km² con un 18% del total de la superficie nacional. Su derrame anual es de 14.700 Hm³ y su rendimiento específico es de 77 mm/año, un 12% del rendimiento de las cuencas Amazónicas. Información adicional del Lago Titicaca se ven en el **cuadro 2**. La cuenca más seca al Sudoeste del Altiplano, la precipitación total anual es de 190 mm en Uyuni y 110 mm en Alota, para una tasa de evaporación medida en tanque de 2117mm. Esta tasa de evaporación podría corregirse ($\times 0.7$) para llegar a una evaporación de un cuerpo grande de agua, lo que serían 1.482 mm. Entonces el déficit hídrico de la región estaría aproximadamente en los 1.300-1.400 mm/año. Un testigo de esta extrema aridez es el Salar de Uyuni. Más al Norte sobre la cuenca del río Desaguadero se encuentra un cuerpo de agua salada, la del Lago Poopó que es alimentada por mayores precipitaciones anuales en el orden de los 300-400 mm. Este lago además recibe los excedentes de agua del Lago Titicaca por el río Desaguadero cuando el año tiene muchos excedentes de agua. Es el segundo cuerpo de agua en importancia después del Titicaca. Por el desborde de éste a su vez desagua en el salar de Coipasa, más al Norte del salar de Uyuni (Roche y otros, 1991). Más al Norte se encuentra el Lago Titicaca con mayor aporte todavía que se ven en el **Cuadro 2**. Estos aportes en promedio para varios ríos alcanzan a los 33 m³/s al año, la mitad del caudal del río San Juan en Argentina, ubicado en una zona netamente árida, mientras que el principal aportador, el río Ramis tiene un módulo medio anual de 76 m³/s, casi el módulo del río Dulce en su ingreso al Dique Frontal de Termas de R. Hondo en el Norte de Argentina.

El cuadro 1 reporta alguna información adicional relativa a cada sub cuenca.

Río	Sup. Cuenca (Km²)	Long. Río (Km)	Caudal medio anual (m³/s)
1-Titicaca	47.900/Espejo 8.400/45% Bolivia		33 promedio de seis rios aportadores
2-Desaguadero	29.843	398	
3-Salar Uyuni	60.000/Salar 12.000		
4-Beni	133.010	1.172	11.850
5-Grande	101.902	1.438	552
6-Madeira	1.420.000	1.450	32.000
7-Mamoré	241.660	1.319	11.649
8-Itenez/Guaporé	266.460	1.530	1.530
9-Madre de Dios	100.000	1.150	4.915
10-Paraguay	Pantanal 31.890		
11-Pilcomayo	270.000	2.426	175
Bermejo	123.162	1.450	369

Cuadro 2: Información adicional de aportes al lago Titicaca. Los ríos presentados son los más importantes entre doce colectores.

Río	Área de la Cuenca (km²)	Caudal Promedio (m³/s)
Ramis	14.700	76
Ilave	7.705	39
Coata	4.550	42
Catari	2.022	10
Huancané	3.540	20
Suchez	2.825	11

Variabilidad del Recurso Hídrico:

Los ríos de la cuenca Amazónica están sometidos a una extrema variabilidad estacional 100-300 mm por mes entre Agosto y Enero. En los meses de máxima precipitación, el monzón, la lluvia puede oscilar entre 100-900 mm. Este forzante extremo marca la necesidad de poder controlar al recurso para su utilidad por parte de la sociedad que aún no maneja el RH. La falta de una interacción con el mismo se advierte, precisamente en los extremos (sequías e inundaciones), que dejan sus huellas en los impactos. Un análisis pormenorizado de la variabilidad del río Mamoré ha sido descripto por Espinoza y otros (2009). Caviedes (1998) afirman que la franja oriental de Perú o en la margen Sur de la cuenca del Amazonas divergen de aquellas de la cuenca del Plata. Al Sur del país el río más caudaloso, el Bermejo muestra importantes irregularidades en su caudal, ya sea desde el punto de vista de sus

condiciones extremas 142/646 m³/s y una tendencia que llevó los caudales promedios de 300/400 m³/s en 70 años, con un aumento de casi 30%. Sobre el Altiplano la variabilidad la podemos estimar sobre los niveles extremos (o altura) que se ha observado en el lago Titicaca durante el período 1915-2011, con cambios de 5m (3.811 m snm en el año 1943 y 3.806m snm en el año 1986). Un análisis detallado de la respuesta de los caudales mensuales de los ríos de Sudamérica forzados por el ENSO ha sido mostrado por Caviedes (1998). En él se advierte el comportamiento seco en el Altiplano bajo condiciones El Niño que se extiende hacia el Norte de Argentina (Salta) en el río Mojotoro, también mostrado por Leiva y Minetti (2011). Estos sin embargo muestran que en los eventos cálidos del ENOS los meses de Diciembre-Enero se muestran con mayor caudal que los años fríos, mientras que en los meses más caudalosos de Febrero-Marzo se da la condición opuesta.

LITERATURA CITADA

Caviedes, C., 1998: *Influencia del ENOS sobre las variaciones interanuales de ciertos ríos en América del Sur*. Bull. De l'Institut Français d'Études Andines. Tomo 27, N° 3, 627-641.

Espinoza Villar, J.C., Lavado, W., Ordoñez, J.J., Pascal Fraizy, Loup Guyot Jean, Ronchail, J., Vauchel, P., Cochonneau G., Filizola, N., Labat, D., de Oliveira, E., 2009: *Evolución regional de los caudales en el conjunto de la cuenca del Amazonas para el periodo 1974-2004 y su relación con factores climáticos*. Rev. Per. Geo-Atm. RPGA (1).

FAO, 1997: *Cuencas y sub cuencas hidrográficas de Bolivia*. Plan Nacional de Manejo de cuencas.

FAO, AQUASAT, 2012: *Sistema de información sobre el uso del agua en la Agricultura*.

Leiva, M. del V. y J.L. Minetti, 2011: *Los ríos del NOA y el ENSO*. Rev. De Geo. Vol. XIII, N° 15, 10-15. UNSJ.

Roche, M.A., J. Bourges, J. Cortes y R. Mattos, 1991: *Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca*. Capítulo IV de "El lago Titicaca: síntesis del conocimiento actual. Ed. C.D.A. Iltis. Pag. 83-104.

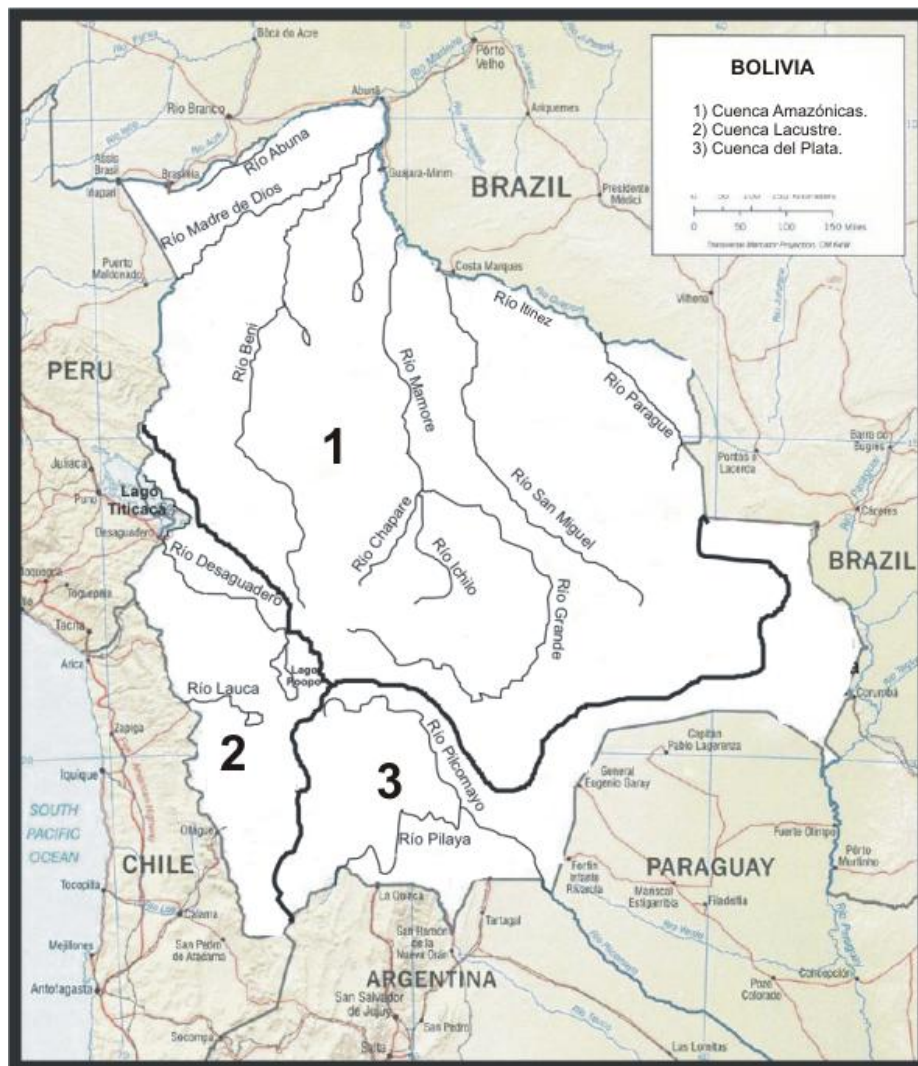


Figura 1: Principales cuencas hídricas y ríos en Bolivia.

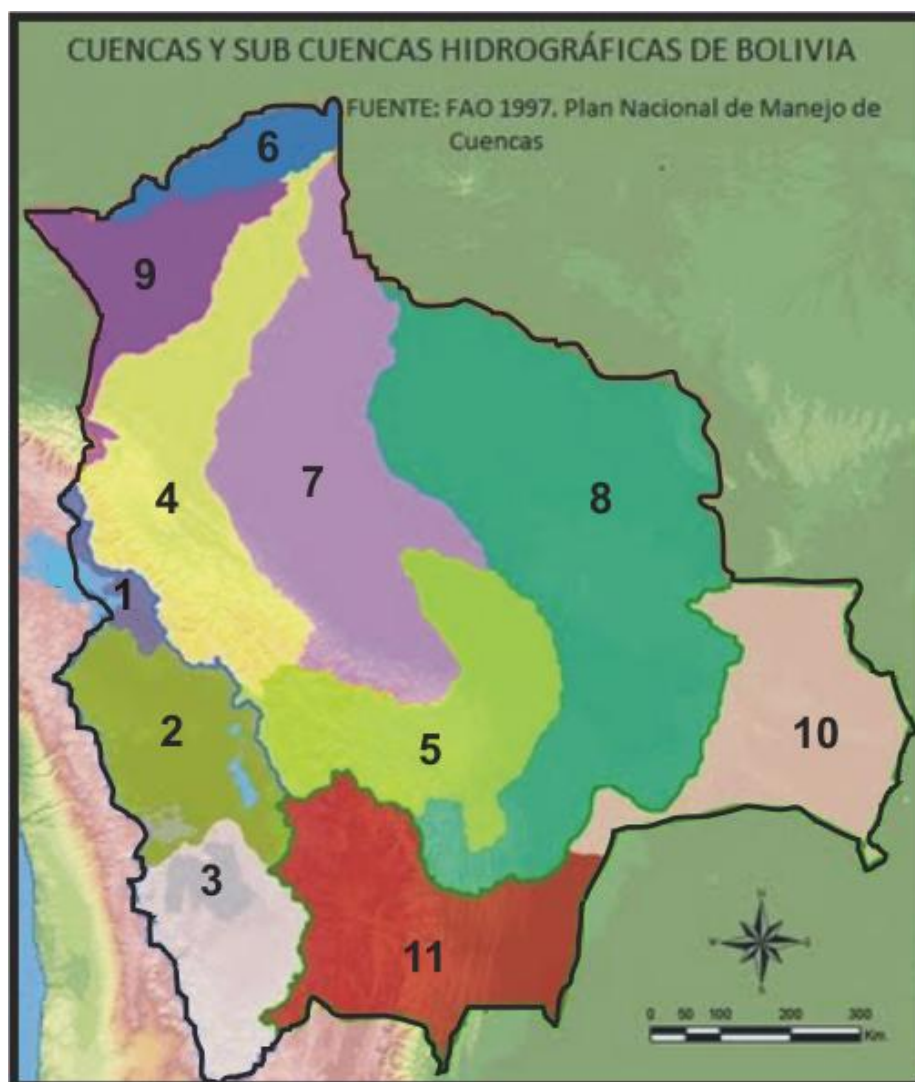


Figura 2: Cuecas y sub cuencas hidrográficas de Bolivia. Adaptado de FAO (1997).
 Cuencas: (1) lago Titicaca, (2) río Desaguadero, (3) Salar de Uyuni, (4) río Beni, (5) río Grande, (6) río Madeira, (7) río Ichilo-Mamoré, (8) río Itenez-Guaporé, (9) río Madre de Dios-Orth, (10) río Paraguay-Pantanal, (11) río Pilcomayo-Bermejo.

CAPÍTULO 13

FLUCTUACIONES DE BAJA FRECUENCIA EN EL CLIMA Y CAMBIO CLIMÁTICO

Juan L. Minetti (1), A.G.Poblete (2), W.M.Vargas (3) y D.P. Ovejero (4)

(1) CONICET, Dpto. de Geo. UNT y Laboratorio Climatológico Sudamericano (LCS). (2) Dpto. de Geo. UNSJ, LCS. (3) CONICET, (4) LCS

En las últimas décadas, aumentó la preocupación de la sociedad humana por el Cambio Climático (CC) y se ocupó por el tema de los efectos que pudiera generar la actividad antrópica en el clima, por la liberación a la atmósfera de gases de efecto invernadero. Así, el Cambio Climático (CC), como tema académico llevado a cabo por la comunidad científica encontró una organización supra nacional para hacer conocer su inquietud. Esta Organización, el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001, 2007) ha publicado diversos libros que son una compilación con opinión de trabajos de investigación debidamente ordenados sobre el tema. En este punto es importante aclarar que una cuestión es el CC observado y otro el modelado por diversos métodos, que incluyen un período de ajuste o adaptación del modelo simulado a los registros observados. Otra es la opinión que tienen los científicos sobre los resultados pronosticados por los modelos de los cuáles la ciencia actual establece todavía como resultados preliminares donde algunos de ellos son hasta contradictorios (o de signo opuesto en las anomalías pronosticadas).

En este capítulo se trata de mostrar cómo son las variables atmosféricas o hidrológicas observadas con el tiempo y que opinión existe sobre esto con los resultados de algunos modelos.

Para referirnos al CC primero se define “que es el clima”, para diferenciarlo del “tiempo meteorológico”, que es una condición instantánea de las variables medidas y observadas en una estación meteorológica. Mientras que con el tiempo meteorológico se consideran variables medidas u observadas, en el caso del clima se tiene en cuenta parámetros estadísticos, tales como la media, su variabilidad o dispersión, sesgo, etc, todas ellas establecidas en período dado de referencia. Una mejor definición se puede ver en (1). Si X es una variable atmosférica cualquiera, ésta la podemos describir matemáticamente por:

$$X = (X) + X_p + X' + X_p X' \quad (1) \quad \text{donde:}$$

X: Variable a describir

(X): Promedio de la variable

X_p: Variabilidad periódica

X': Variabilidad aperiódica

X_pX': Interacción entre la variabilidad periódica y aperiódica

El promedio (X) es ampliamente conocido en la mayor parte de las variables para términos anuales, mientras que X_p, la variabilidad periódica es conocida particularmente en los promedios mensuales que describen a la onda anual o estacional del clima. Tanto en los valores anuales promedios o las ondas anuales se tiene un acabado conocimiento, ya sea como estadísticas numéricas o mapas descriptivos. En este libro se las describe como publicadas en el Atlas Climático de Bolivia (ACB), al final del tratado.

Otra onda periódica, la diurna es menos conocida en términos de la climatología descriptiva, aunque todos tienen una percepción de las ondas diurnas de temperatura, humedad, presión, vientos, etc.

La componente X' representa a la variabilidad aperiódica o no periódica del clima, que tiene oscilaciones rápidas, medias y lentas. En términos de frecuencia, se denomina, oscilaciones de alta, media y baja frecuencia. Hay una relación entre los fenómenos temporales como los descriptos y el espacio conocido como dominio de los fenómenos (Orlanski, citado por Necco, 1980). Como fenómenos rápidos describimos a las oscilaciones turbulentas del aire y los fenómenos de difusión de contaminantes, calor, temperatura u otros, creciendo en orden por las tormentas individuales o fenómeno de convección, tormentas severas, MCCs (sistema convectivos de mesoescala), líneas de inestabilidad, frentes, ondas baroclínicas de distintas dimensiones, Oscilación cuasi-Bienal (QBO), interacción océano-atmósfera (ENSO), Oscilación Subtropical, Oscilaciones interdecadales (PDO), Salto y Cambio Climático. En la medida que van aumentando la longitud de duración de los fenómenos, la escala espacial también crece, de tal manera que si los eventos ENSO tienen peso solo en algunas regiones de la Tierra con una oscilación de 3-7 años, el CC cubre a todo el planeta. Por la naturaleza de escala en este apartado se analizarán a las fluctuaciones del clima para oscilaciones iguales o mayores que la Oscilación Subtropical.

1-Oscilación Subtropical.

Esta variabilidad fue descrita por primera vez en Sudamérica por Compagnucci y Vargas (1983) al tratar los cambios de baja frecuencia de las precipitaciones anuales del Centro-Oeste de Argentina. Posteriormente Vargas y otros (2002) encontraron la misma fluctuación sobre las precipitaciones en la estación primaveral del Noroeste Argentino (Diciembre) y que esta estaba conectada con la intensidad del flujo de humedad del NE y el desarrollo de precipitaciones en la cuenca del río Paraná. Esta oscilación, también descrita con anterioridad en Sudáfrica por Tyson y Dyer (1978 y Tyson (1980), tenía su correlato con otra descrita en la India por Vines (1986), y describe básicamente la interacción que existe entre el anticiclón subtropical y las condiciones del continente. La **figura 1** muestra a tres variables relacionadas en el subtrópico argentino: a) La intensidad del flujo de humedad del NE en el trimestre de primavera OND estimado como gradiente de presión atmosférica entre Bs.As.-Córdoba (Argentina), b) El caudal anual del río Paraná medido en la estación de aforos Corrientes, y c) La precipitación del mes de Diciembre en S.M. de Tucumán. Todas las variables tienen un suavizado de 11 años para evaluar las oscilaciones de longitud de onda media. En esta figura se observa que los picos mínimos y máximos se pertenecen además de estar en fase (Vargas y otros, 2002). Los picos mínimos de estas variables se corresponden en los años 1911, 1947, 1969, y 1993, mientras que los máximos se han registrado en 1927, 1960, y 1982. Esta relación explica que el flujo de humedad océano-continente tiene una oscilación de 11-26 años. Este flujo de humedad se evidencia en el gradiente de presión para todos las estaciones del año (**figura 2**), y contribuye a la formación de tormentas con chaparrones en la Cuenca del Plata, que incluye a la llanura del E de Bolivia, Argentina, Paraguay y S de Brasil. Esto se refleja en las precipitaciones serranas sobre el Noroeste Argentino en el mes de Diciembre, donde se pone bien de manifiesto el carácter monzonal del proceso.

Aquí es notable ver que durante en todas las estaciones del año se registra idéntica fluctuación, y solo en el mes de Diciembre, cuando la diferencia térmica del continente-océano es máxima hace explosión el sistema desatándose el monzón con intensidad. Una serie completa de la evolución de las lluvias de Diciembre en Tucumán-Argentina actualizada en este trabajo con

tendencia y suavizado de 5 años se aparecía en la **figura 3**. Al final de la serie se advierte un doble descenso, la de la tendencia y suavizado de 5 años, indicando la posibilidad de una crisis de agua para la década entrante sobre el continente. La **figura 4** muestra la altura del lago Titicaca como un indicador climático, ya que representa a una fluctuación de gran escala en fase con la precipitación de Diciembre de S.M. de Tucumán y describen ambas muy bien al sistema monzonal. Los mínimos de las décadas del 1940, 1970 y 1990 han sido manifiestos en ambas series, lo mismo que los máximos del 1960, 1980 y 2000. La tendencia creciente del período 1940-80 y la decreciente actual se muestran en concordancia también como un gran proceso natural. A esta variabilidad se denomina “Oscilación Subtropical”. Como el lector entenderá esta oscilación no se registra en todo el planeta, y queda solamente circumscripita a regiones de clima monzonal en América y en la India (Vines, 1986).

Oscilación Interdecadal del Pacífico (PDO):

Continuando por la escala en sentido creciente con el tiempo y el espacio, la oscilación interdecadal del Océano Pacífico se presenta como una fluctuación enlazada con el SOI (Oscilación del Sur). Una muestra del parentesco entre el SOI, la temperatura mínima media del mes de Agosto en la zona continental de Argentina (S.M. de Tucumán) puede verse en la **figura 5**. Esta oscilación lenta del SOI en escala paleoclimática fue analizada por Anderson (1992) en la **figura 6** confirmando que en un período de 459 años (1525-1984) la misma se mantiene en el tiempo. En la actualidad, la ciencia paleoclimática ya tiene la certeza de que la ocurrencia de eventos similares al ENSO se ha reproducido durante los últimos 4.500 años tal como se conocen en el presente (Marcharé y Ortieb, 1993). Por otra parte MacDonald y Case, (2005) confirmaron la oscilación de 50-60 años en un análisis wavelet sobre los anillos de crecimiento de árboles en el milenio pasado para California y Oeste de Canadá. Esta estabilidad en la PDO asegura su éxito como variable predictora del clima en largo plazo (Minetti y otros, 2008). Una oscilación PDO de 50-60 años en las series de precipitaciones anuales de La Paz (**figura 7**), parecidas a las de los niveles del lago Titicaca. Hay evidencias de que esta oscilación PDO por su escala se introduce en una gran cantidad de variables climática de todo el globo. Recientes cambios ocurridos en la región de varias décadas lluviosas seguidas por actuales más secas son asociadas por el cambio de fase de la PDO ocurridas al comienzo de la década 2001-10. En este período se han registrado una gran cantidad de disturbios climáticos con afectaciones en la agricultura y ecosistemas.

El Salto Climático-SC- (Cambio Climático Brusco):

La **figura 8** está indicando la implicancia que le cabe a las diferentes variables en explicar la variabilidad interanual de las precipitaciones en Argentina. En este gráfico de diagnóstico es claro que las fluctuaciones de las lluvias en los bordes oriental y occidental del Sur de Sudamérica son una consecuencia del rol que juega alguna variable relacionada con la intensidad de los bordes del anticiclón subtropical Atlántico o Pacífico, explicitadas aquí como la presión de Bs.As. (PBUE) o Santiago de Chile (PSGO) y/o alguna variable derivada como la anomalía de la amplitud térmica en Santiago de Chile denominada como actividad anticiclónica (ATSGO). Todas estas variables han sido descriptas en Minetti y otros (2010). La variabilidad de las precipitaciones de la mayor región sobre el continente está siendo explicada por las anomalías de las temperaturas máximas de S.M. de Tucumán (TXSMT), ubicada en el NO de Argentina, al S de Bolivia. En la **figura 9**, se observa la correlación entre la TXSMT y precipitación anual estimada con datos del Reanálisis I. En esta se ve la extensión sobre Bolivia y SE de Perú, de lo encontrado en la zona continental de Argentina. Esta variable refleja el grado de nubosidad vespertina asociado con la lluvia, teniendo un

importante carácter monzonal. Una prueba de esto se lo puede ver en la temperatura máxima media del trimestre EFM de la **figura 10**, mostrando la fluctuación de la actividad monzonal con los años. La tendencia de esta variable puede mostrar a dos estadios diferentes, uno en la primera mitad del siglo pasado y la otra en la segunda mitad del mismo hasta esta década pasada. El cambio brusco ocurrido en la década de 1950 ha sido analizado por Minetti y otros en diversos trabajos de Vargas y otros (1995), Minetti y Vargas (1998) y Minetti y otros (2004). Tratándose de un fenómeno natural, el “Salto Climático” se presenta en forma imprevisible y cambia los parámetros de la atmósfera de un estado promedio a otro. Este cambio climático también se registra en otras regiones de la Tierra (Yamamoto y otros, 1985, 1986, 1987 a, 1987 b, 1987 c, Kalnicky, 1974) y constituye por su brusquedad el cambio climático más nocivo, ya que no permite que los decisores tengan tiempo para tomar medidas de adaptación o mitigación. Las dos décadas más opuestas en el clima del Noroeste Argentino y Bolivia lo representan las de 1940 (seco) y 1980 (lluviosa), separadas ambas por el Salto Climático de la década de 1950. Esto puede verse en la **figura 11**, indicando la correlación opuesta que existe entre la temperatura máxima con el nivel del lago Titicaca. También se puede advertir que valores térmicos muy elevados que delatan falta de nubosidad y precipitaciones se registraron frecuentemente entre 1901-35 y que después del salto climático de la década de 1950 sólo se han registrado estos eventos en forma aislada en el tiempo como el ocurrido con las sequías de 1988 y 2012, eventos que sorprenden en la sociedad desarrollada. Precisamente, el reciente evento 2012 que llegó a ser uno de los eventos extremos más destacados por llegar casi al percentil 95% tiene otras facetas que se analizan a continuación.

Cuando los climatólogos descubríamos la ocurrencia de un salto climático en la década de 1950, costaba creer en los medios académicos sobre la ocurrencia de un suceso de esta naturaleza (Minetti, 1980). Por la naturaleza estadística, la detección de un salto climático se requiere de dos subseries consecutivas de datos para estimar las diferencias de promedios. Esta dificultad había sido hasta el día de hoy insalvable para la detección oportuna de un cambio de esta magnitud, con la consecuente posibilidad de alertar a gobierno, sector productivo, etc. En los últimos años se advirtió que una fuerte inestabilidad ambiental ocurre en los momentos de ocurrencia de estos saltos, y esto puede ser detectado operativamente por ejemplo con la primera diferencia de la propia serie de datos investigada. En este caso se somete a la serie de temperatura máxima media del trimestre más indicador de la actividad monzonal del verano (EFM) en S.M. de Tucumán para verificar si existen señales de inestabilidad, propicia para identificar a los saltos.

La **figura 12** muestra esta primera diferencia indicando que el clima se ha mostrado inestable en el período 1900, 1910, 1916, y 1958. En la figura 10 se observa que hubo un salto climático en la década de 1910 pero que no pudo ser detectado por contener la serie de datos. Sobre el descenso de la temperatura en la década de 1950 la cantidad de datos de cada una de las subseries permitían estabilizar el promedio con menos del 5% de error (Fisher, 1932) y compararlas con una prueba “t”-Student (Spiegel, 1969). Pero algo fundamental faltó en aquella oportunidad, no pudo decir a la sociedad lo que pasaba ya que hablaba en términos un pasado lejano (25-30 años después de ocurrido el evento), cuando el sistema antrópico ya había tomado decisiones adaptativa sin auxilio de la ciencia. La primera diferencia es un método adecuado para saber cuando la atmósfera se presenta inestable ante la búsqueda de un nuevo estado de equilibrio. En este año 2012 se ha llegado a pisar el umbral de alerta (**figura 13**) que nos obliga a los climatólogos a mejorar urgentemente sobre nuestro sistema de vigilancia climática e interacción con la sociedad, ya que no es lo mismo un cambio como el descripto cuando el planeta tenía 2.755 millones de habitantes que los 7.000 millones actuales, casi el triple. Esto hace que los niveles de sensibilidad e impactos sean mucho mayores si ocurre un evento de este tipo. Se recuerda asimismo que en el entorno de un evento de esta naturaleza se pueden apreciar impactos en las poblaciones naturales de animales ya observadas desde

mediados del año 2010 (Minetti y otros, 2011), afectando principalmente a la fauna marina. Por último, es importante advertir que los cambios de formas de saltos han aparecido en algunos casos en fase con los cambios debido a la PDO, y que por su longitud podrían confundirse en los análisis.

El Cambio Climático-CC- (Cambios Lentos):

El Cambio Climático (CC) ha sido claramente definido por la WMO (1966) al enunciarlo como un cambio en el estado promedio o de las varianzas de las variables medidas u observadas del tiempo. Tanto en el CC como en el SC requieren para su definición un análisis previo sobre la cantidad de años necesarios para dar estabilidad de los parámetros de por lo menos dos sub-series. Por ejemplo, en las zonas áridas de Sudamérica, la precipitación que es la variable más inestable con el tiempo cronológico, requiere de unos 60 años para obtener un estado promedio referencia con un 5% de error, por lo que exige para un estudio de CC por lo menos del doble de longitud, unos 120 años. En las zonas más húmedas o lluviosas, esta exigencia bajaría a unos 30 años. Fluctuaciones naturales del clima como la PDO de unos 50-60 años de desarrollo con el tiempo exigiría además que las series de datos tratadas tengan 100-120 años para obtener conclusiones sobre el CC o cambio secular. Pocas series de datos completan esta exigencia en nuestro planeta, de tal manera que a veces las conclusiones obtenidas carecen de sustentación estadística. Aún así, muchas series de datos tienen un impacto del crecimiento de las ciudades sobre los datos ya que las estaciones meteorológicas han sido instaladas al comienzo sobre zonas rurales o suburbanas, que con el tiempo pasaron a ser urbanas. Filtrar estos efectos no es sencillo. En esta presentación se muestran los resultados obtenidos por la NASA en su Vigilancia Climática reciente en el mundo. La **figura 14** de NASA (2012) muestra el cambio operado por la temperatura media global desde que existen los datos instrumentales conformando una red. Se observa en ella, a dos etapas de calentamientos intercalada con el salto climático de la década de 1950, generada por efecto de los aerosoles volcánicos (Revele, 1982). Otro aspecto importante a tener en cuenta es la intensidad del crecimiento de la temperatura en la segunda etapa entre 1980-2011, haciendo que en la última década se registraran los máximos valores globales en el 2005, 2007 y 2010 respectivamente. Una visión más local de este fenómeno se puede ver en los resultados de la Vigilancia Climática Regional (**figura 15**) para el Sur de Sudamérica en los índices térmicos anuales y mensuales de los períodos 1901-2010 y 2003-2012 respectivamente. Los mismos fueron estimados por nuestro Laboratorio Climatológico Sudamericano (www.labclisud.com.ar). El índice térmico mensual se estima como la proporción existente entre localidades más cálidas que lo normal (mediana) sobre el total d localidades (19). Estos índices oscilan entre 0 y 1, y su valor normal es 0.5. La suma de los valores mensuales dan los valores anuales. Estos índices oscilan entre 0 y 12 y su valor normal es 6. Se observa en la serie anual del índice térmico una fluctuación semejante a la de la temperatura global dado por NASA, confirmando a la última década como la más cálida del período instrumental. En el período 2003-12 se registran la mayor parte de las anomalías positivas y se destacan los períodos cálidos del 2005, 2008 y el reciente.

Se confirma que en el largo plazo como una fluctuación secular al aumento del nivel del lago Titicaca y también las precipitaciones anuales de La Paz como indicadores altiplánicos. Las series de precipitación del oriente boliviano tienen una tendencia positiva en la segunda mitad del Siglo pasado (XX), y esta longitud no permite hacer inferencias sobre el CC. Las series térmicas de La Paz están afectadas por el efecto urbano-industrial y no permite extraer conclusiones válidas, sin embargo por la escala de los cambios térmicos del Sur de Sudamérica, se refiere que lo observado en la región y el planeta se registrarían en Bolivia.

Una confirmación de este largo proceso de calentamiento se registra en los estudios glaciológicos de retracción del hielo en las cumbres altiplánicas (Ramírez y otros, 2001, Hoffmann, 2005, 2007, 2008).

Modelado del Cambio Climático

La mayor parte de los modelos de simulación climática (Henderson-Sellers y Mc.Guffie, 1990) que se han intentado diagnostican bien al comportamiento térmico del planeta o en escalas regionales (Revele, 1982) describiendo a la climatología, sus cambios estacionales, circulaciones regionales y la variabilidad interanual durante el período instrumental. Sin embargo, cuando los mismos son utilizados a partir de diferentes escenarios posibles de contaminación, analizar la respuesta del clima en el futuro, es una tarea que esta tecnología no ha resuelto. Así se pueden ver diversos artículos escritos por analistas de modelos que muestran por ejemplo para Bolivia y Perú donde se detallan los apartamientos groseros entre los valores estimados y la climatología, principalmente cuando se trata de valorar a las variables de humedad y en particular a la precipitación (Burgoa Mariaca, 2008, y Sanabria y otros, 2009). En particular este último haciendo correr cinco modelos de CC establecidos por el IPCC AR4 SRES A2, como los modelos Ukmo-HadCM3, GIS-ER, Mpi-Echam5CM3, CSIRO y GFDL, llegó a la conclusión que alrededor del 40% de ellos generaban aumentos de lluvia y el 60% condiciones más secas que las actuales. Esta información muestra que el estado del arte en esta tecnología es inadecuado para brindar a los decisores información útil para el planeamiento de cualquier acción. Por el contrario, el diagnóstico climático es una herramienta que no ha perdido validez para el trabajo interdisciplinario en la decisión.

LITERATURA CITADA

Anderson, R.Y., 1992: Long-term changes in the frequency of occurrence of El Niño events. Pgs. 193-200 en “El Niño: Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation.

Burgoa Mariaca, A. W., 2008: Escenarios climáticos para el Monzón Sudamericano: Determinados por los modelos de acoplamiento, del IPCC AR4. Rev. Bol. De Física, v. 14 n° 14,

Compagnucci, R.H., y W.M. Vargas, 1983: Análisis espectral de las series de precipitación estival. Meteorológica 34: 213-224. CAM. Bs.As.

Fisher, R.A., 1932: Statistical Methods for Research Workers. Oliver & Bayd Edimburg.

Henderson-Sellers, A., y K. McGuffie, 1990: Introducción a los Modelos Climáticos, 231 pgs.

IPCC, International Panel on Climate Change, 2001: Climate Change 2001-Synthesis report. WMO-UNEP, 397 pgs.

IPCC, 2007: Climate Change 2007-Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the IPCC. 104 pgs.

Hoffmann, D., 2005: Socio-economic impacts of glacier retreat in Bolivian Andes. Open Science Conference “Global Change in Mountain Regions”, Perth, Scotland, UK., 2-6 Oct.

Hoffmann, D., 2007: Introducción sobre el impacto del retroceso de los glaciares y los Recursos Hídricos. Conf. Regional de Quito.

Hoffmann, D., 2008: Consecuencias del retroceso glaciar en la Cordillera Boliviana. Pirineos, 163, 77-84.

Kalnicky, R., 1974: Climate Change since 1950. Annals of the Association of American Geographers, 100-112.

- MacDonald G.M. and R.A. Case, 2005: Variations in the PDO over the past millennium. *Geo. Res. Let.*, v. 32, L 08703.
- Marchare, J. y J. Ortieb, L., 1993: Registros del fenómeno El Niño en El Perú. *Bul. Inst. Fra. Dètudes Andines*, v. 22, N° 1, 35-52.
- Minetti, J.L., 1980: Anomalías en las precipitaciones medias del Noroeste Argentino. *Tesina de Licenciatura Dpto. de Meteorología de la UBA*. 19 pgs.
- Minetti, J.L. and W.M. Vargas, 1998: Trends and Jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera*, 11, pp. 205-221. México.
- Minetti, J.L., W.M. Vargas, A.G. Poblete, L.R. Acuña and G. Casagrande, 2004: Non-linear trends and low frequency oscillation in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera* 16, 119-135. México.
- Minetti, J.L., G. Naumann, W.M. Vargas, y A.G. Poblete, 2008: las sequías en el largo plazo en Argentina y sus precursores invernales. *Revista de Geografía*, v.12, p. 26-37. Instituto de Geografía Aplicada, UNSJ, 2008.
- Minetti, J.L., W.M. Vargas, A.G. Poblete, and M.E. Bobba, 2010: Regional Drought in the Southern of South America-Physical aspects. *Rev. Bra. de Met.*, v. 25, n° 1, 88-102. Brasil.
- Minetti, J.L., J.A. González y D.P. Ovejero, 2010: Desastre ecológico global. *Rev. de Geo.* N° 14, 40-47.
- Necco, G. V., 1980: Curso de cinemática y dinámica de la atmósfera. EUDEBA-Ediciones Previas. 287 pgs.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloitres, R. Guérin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud, and E. Jordan, 2001: Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16° S). *Jou. Of Gla.* 47: 187-194.
- Revele, R., 1982: Dióxido de carbono y clima mundial. En "El Clima" pgs. 99-107. *Libros de investigación y ciencia. Presnsa Científica*.
- Sanabria, J., J. Marengo y M. Valverde, 2009: Escenarios de Cambio Climático con modelos regionales sobre el Altiplano Peruano (Departamento de Puno). *Rev. Peruana Geo-Atm. RPGA* (1), 134-149).
- Spiegel, M.R., 1969: Estadística. Mc Graw-Hill. Colombia.
- Vargas, W.M., J.L. Minetti and A.G. Poblete, 1995: Statistical Study of Climatic Jump in the Zonal Circulation over South America. *Jou. Met. Soc. Of Japan*, vol. 73, N° 5, pp. 849-56. Japon.
- Vargas, W.M., J.L. Minetti and A.G. Poblete, 2002: Low-frequency oscillation in climatic and hydrological variables in southern South America's tropical-subtropical regions. *Theor.Appl.Climatol.* 72, 29-40. Alemania.
- Vines, R.G., 1986: Raifall patterns in India. *J. Climatol* 6: 135-148.
- Yamamoto, R., T. Iwashima, S.N. Kadi and No. Hoshiai, 1985: Climatic Jump. A hypothesis in climate diagnostic. *J.Met.Soc. of Japan*, 63, 1157-1160.
- Yamamoto, R., T.Iwashima and N.K. Sange, 1986: An analisis of climate Jump. *J.Met.Soc. of Japan*, 64, 273-281.

Yamamoto, R., T.Iwashima, N.K. Sange and M.Hoshiai, 1987 a: Detection of climatic Jump. XIX IUGG, General Assembly, 1-9.

Yamamoto, R., T.Iwashima, N.K. Sange and M. Hoshiai, 1987 b: Climatic jump in the polar region. Proc. NIPR Symp. Polar Met. Soc., 1, 91-102.

Yamamoto, R., T. Iwashima, N.K. Sange and M. Hoshiai, 1987 c: Climatic jump in the atmospheric general circulation. Reprint from Annual of Disaster Prevention Research Institute. Kyoto Iniversity. N: 308-1. 309-325.

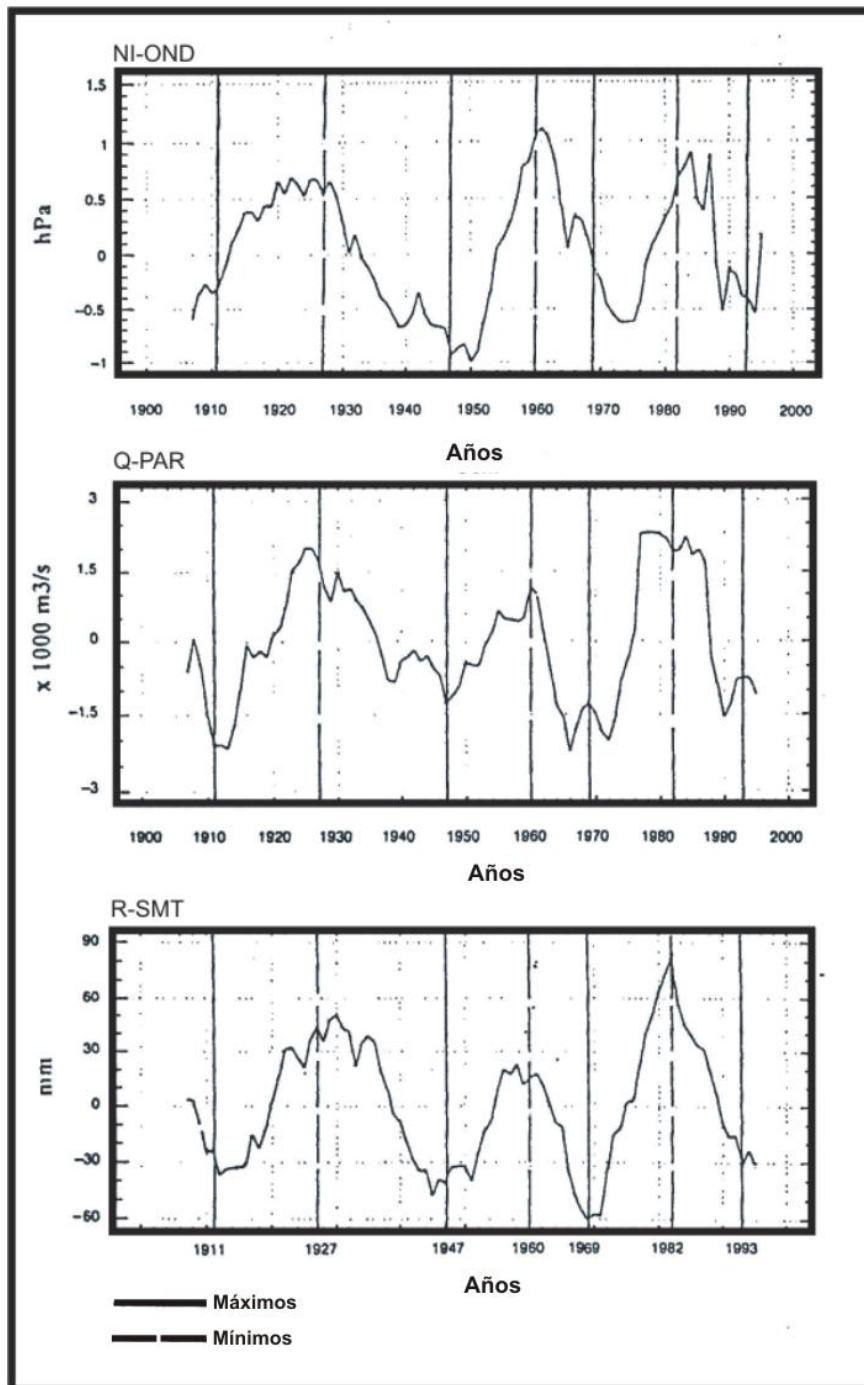


Figura 1: Promedios móviles de 11 años en: gradiente de presión atmosférica entre Bs.As.-Córdoba (arriba); caudal medio anual del río Paraná (al centro) y precipitación mensual del mes de Diciembre en S.M. de Tucumán (abajo). Datos: Servicio Meteorológico Nacional y Secretaría de Obras Públicas de Argentina, y Estación Experimental Agroindustrial O.Colombres de Tucumán.

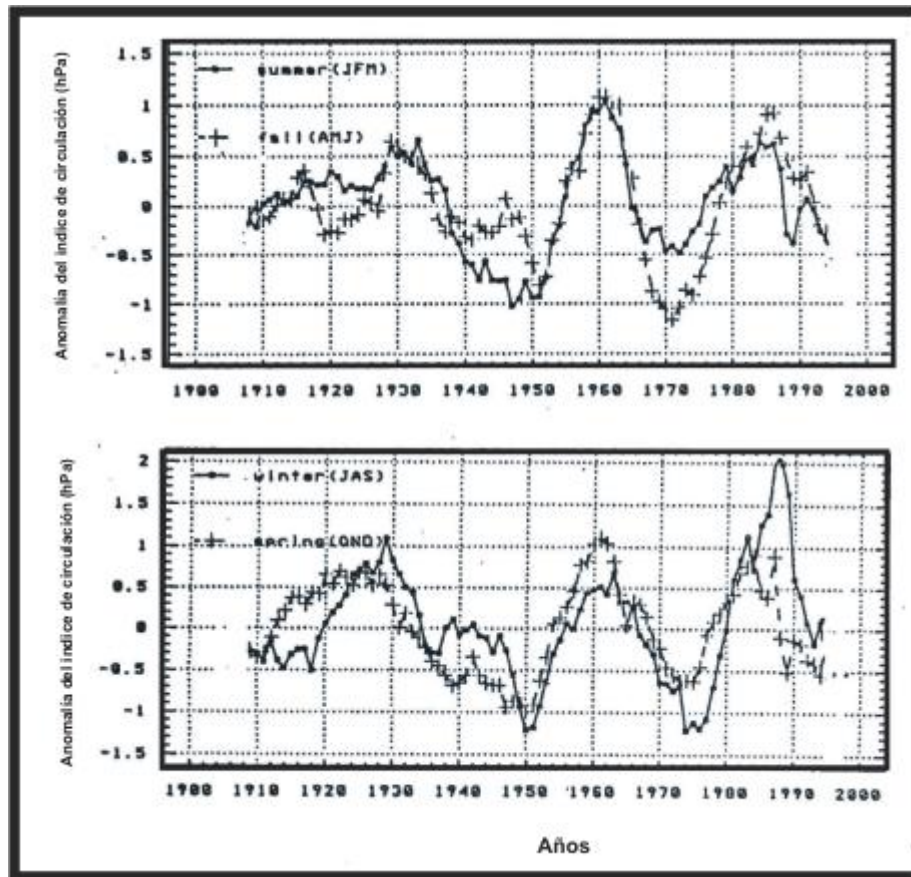


Figura 2: Promedio móvil de 11 años de los gradientes de presión atmosférica entre Bs.As-Córdoba para los trimestres EFM, AMJ, JAS y OND. Datos: Servicio Meteorológico Nacional de Argentina.

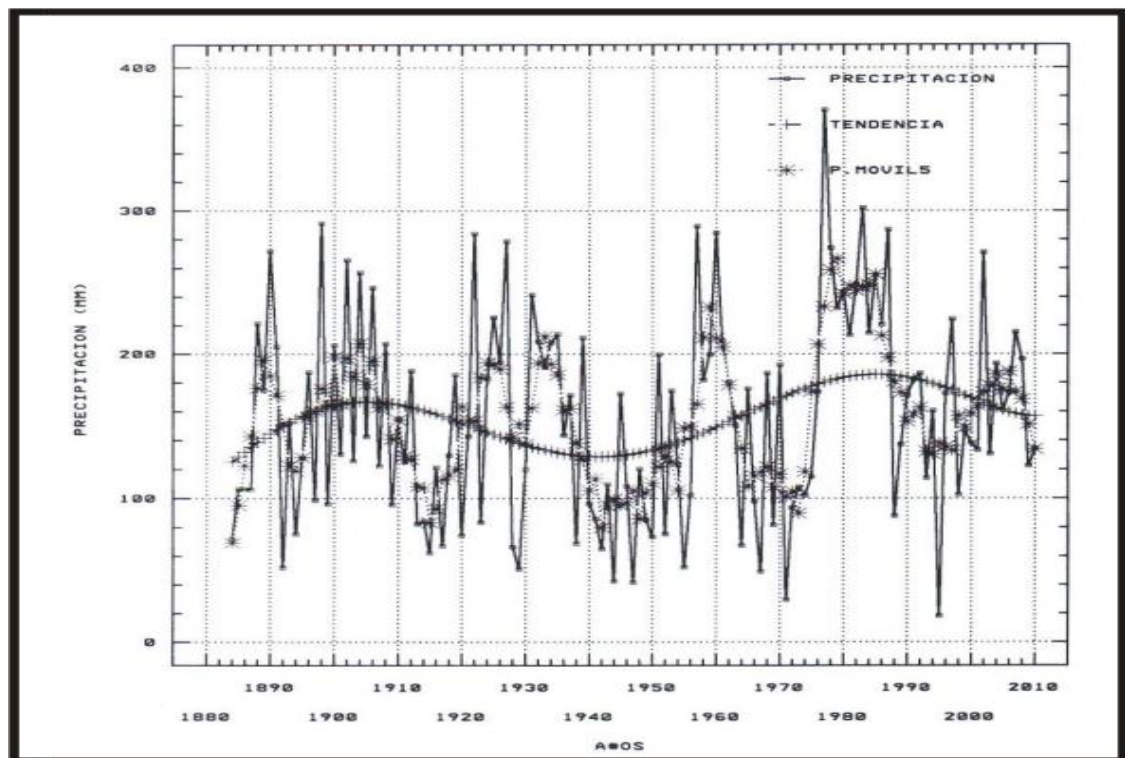


Figura 3: Precipitación del mes de Diciembre en S.M. de Tucumán-Argentina. Datos: Estación Experimental O. Colombres de Tucumán.

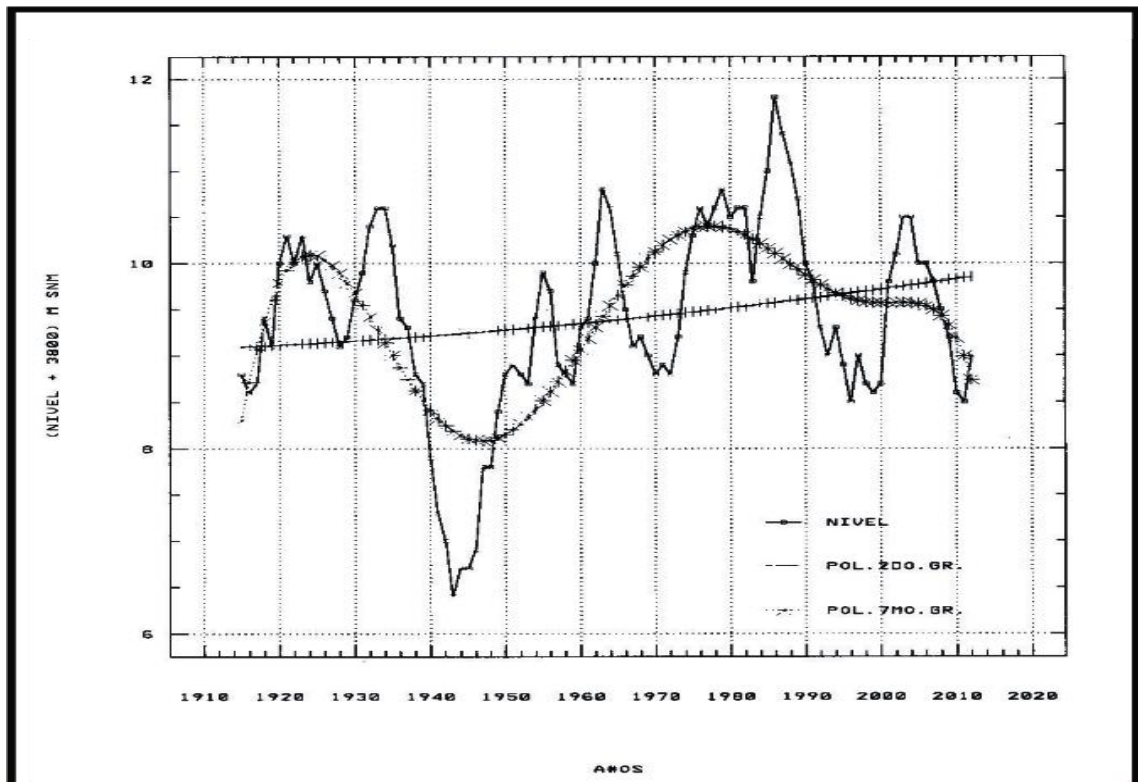


Figura 4: Niveles del lago Titicaca en Bolivia con polinomios de 2do. y 7mo. Grado. Datos: SENAMHI-Bolivia.

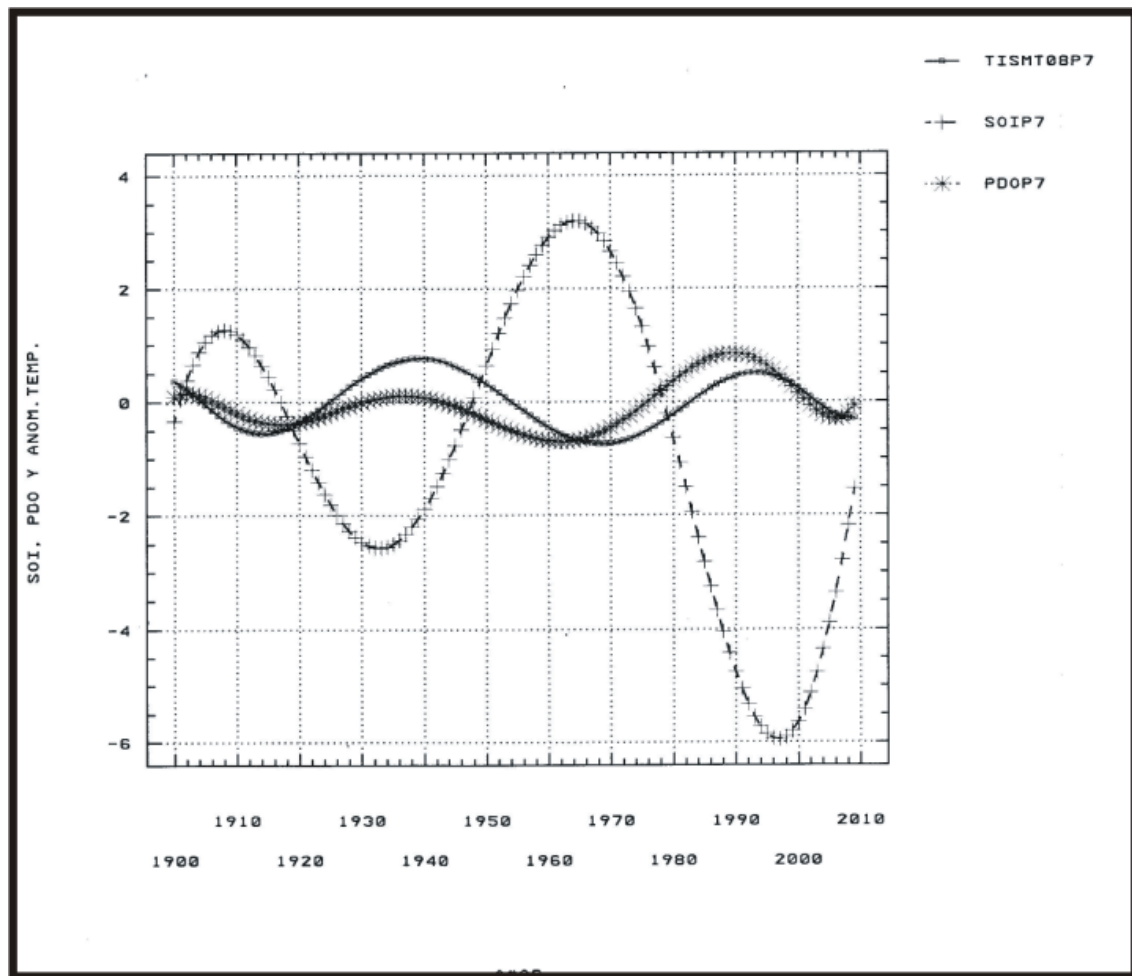


Figura 5: Tendencias (Pol. 7mo. Gr.) del SOI, PDO y temperatura mínima media de Agosto en S.M. de Tucumán. Fuentes: Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO), <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.lates>, Estación Experimental O. Colombres de Tucumán.

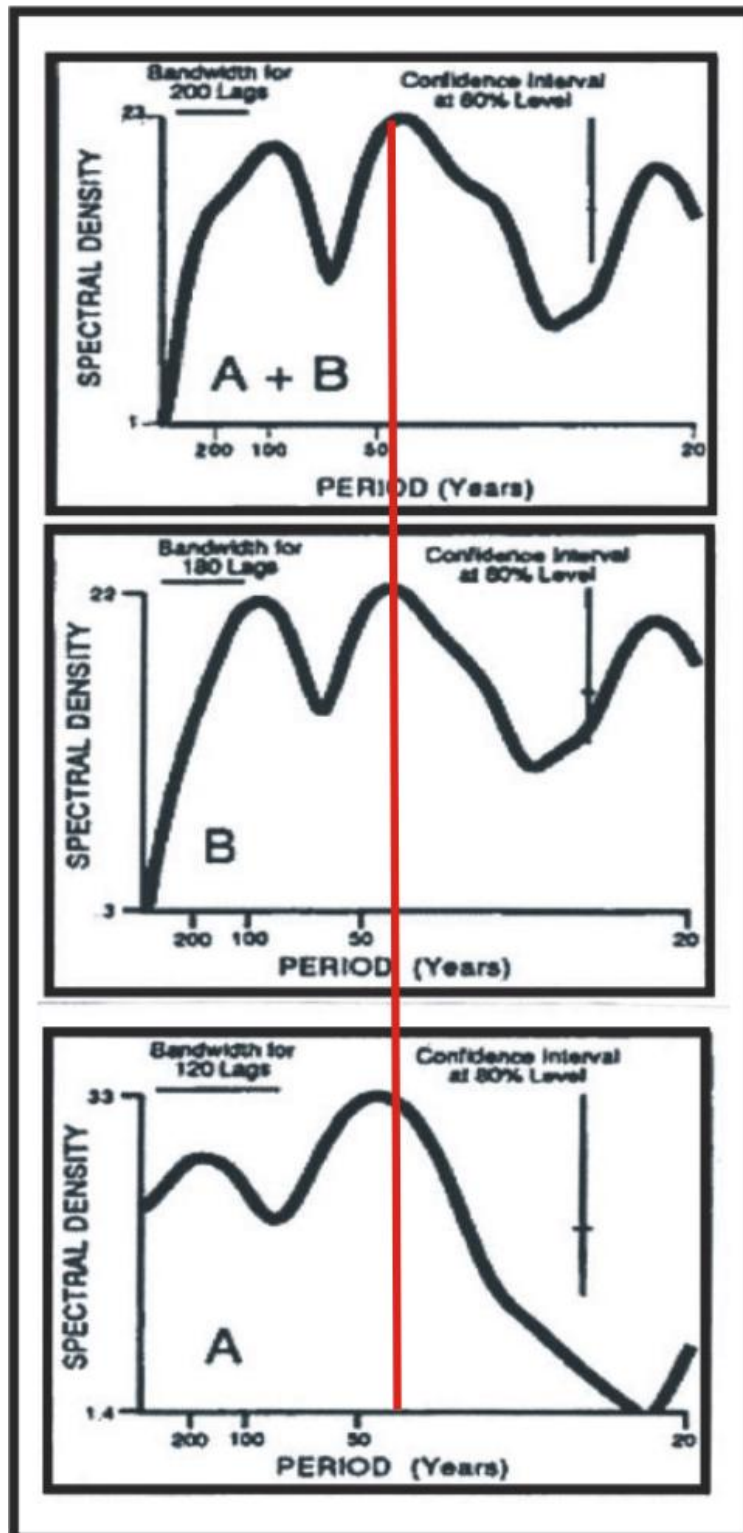


Figura 6: Espectros de la varianza del ENSO (El Niño, Oscilación del Sur) en análisis de datos paleoclimáticos de diferentes longitudes de ondas y períodos. (A) Todos los eventos en el período 1800-1984; (B) Eventos extremos 1525-1800, y (A+B) arriba. Adaptado de Anderson (1992).

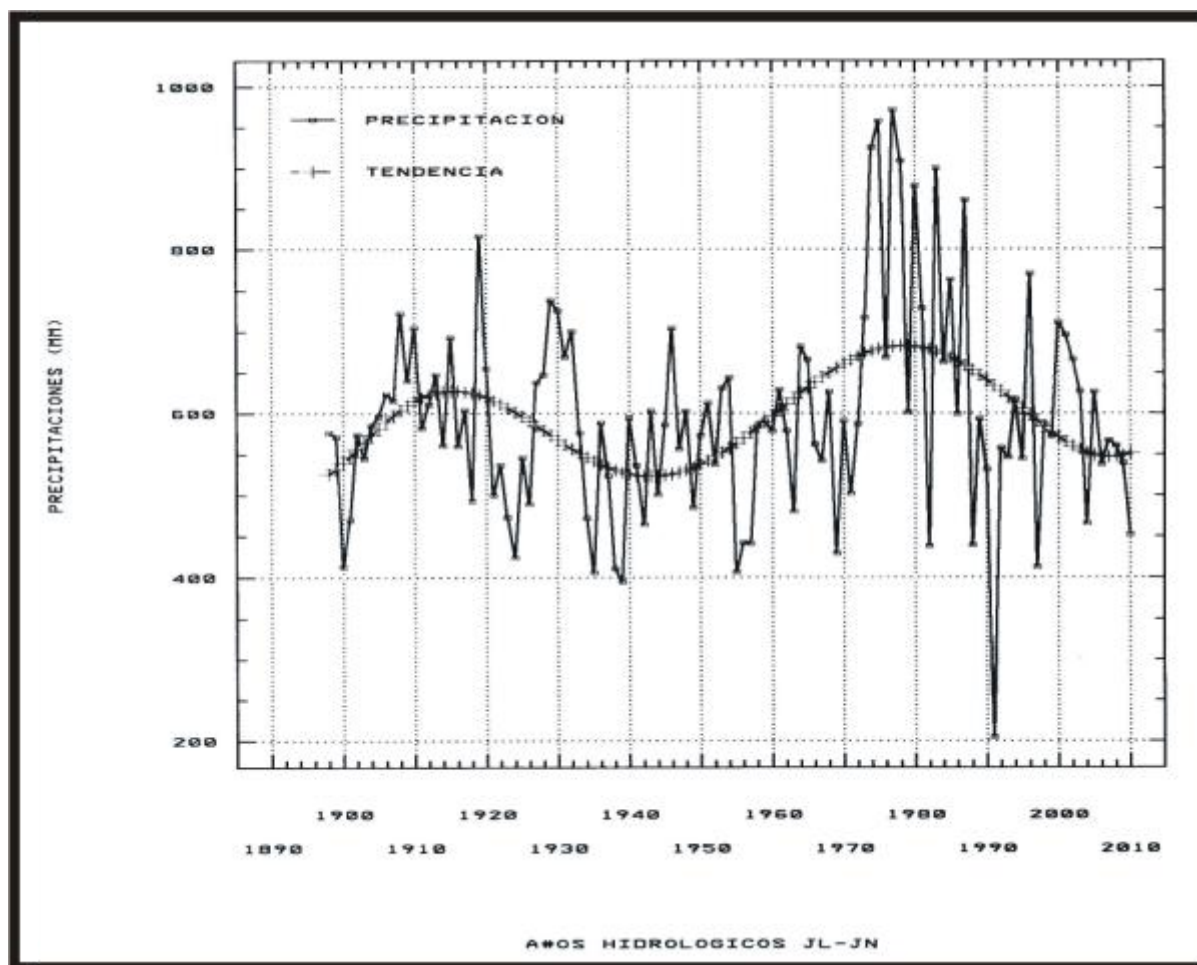


Figura 7: Precipitación anual de La Paz (El Alto) con ajuste polinómico de 7mo. Gr. Mostrando a una oscilación PDO del orden de 50-60 años.

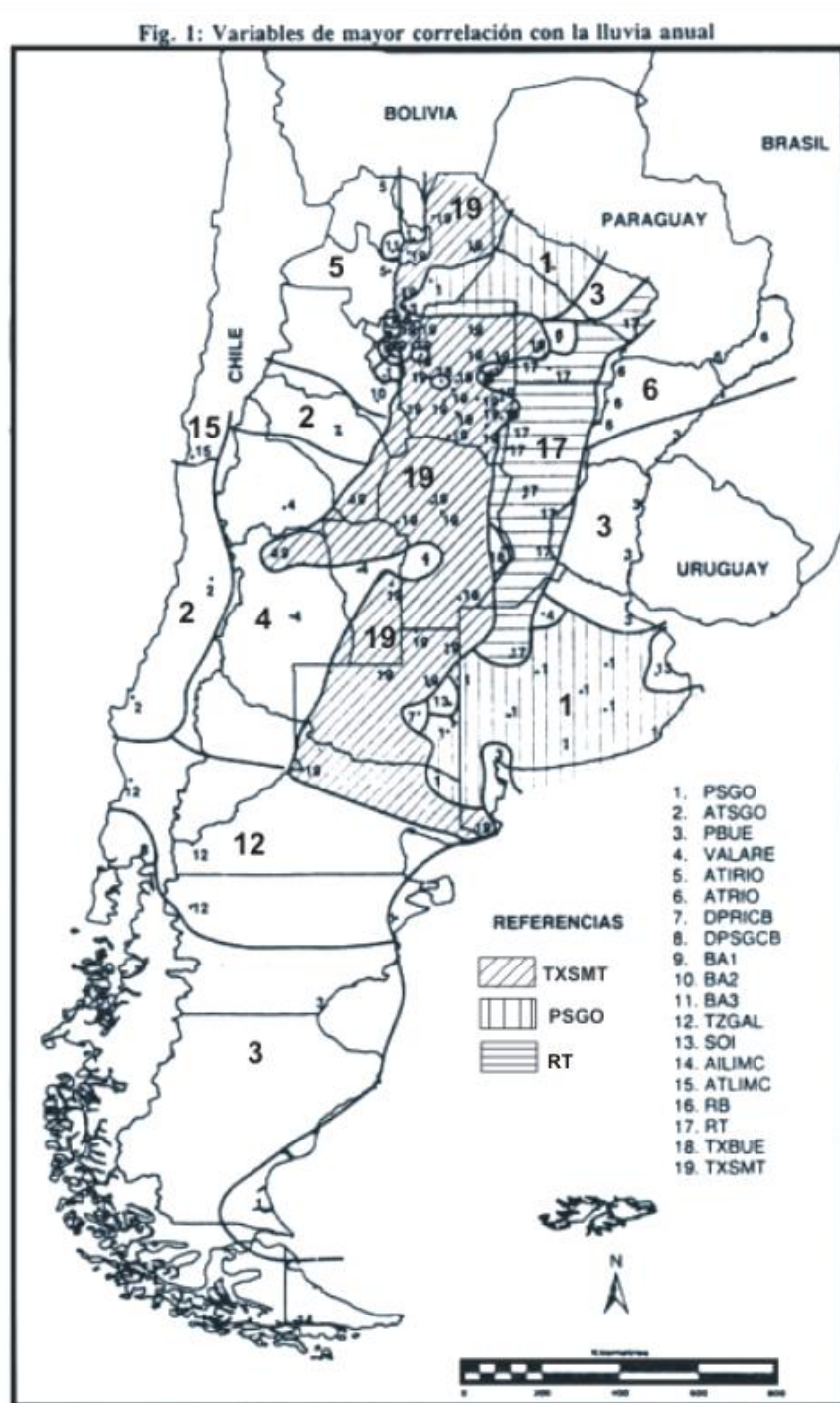


Figura 8: Areas discriminadas por el mayor impacto que general algunas variables diagnosticadoras sobre las precipitaciones anuales en Argentina. Las asociaciones se encontraron en el período 1931-90.

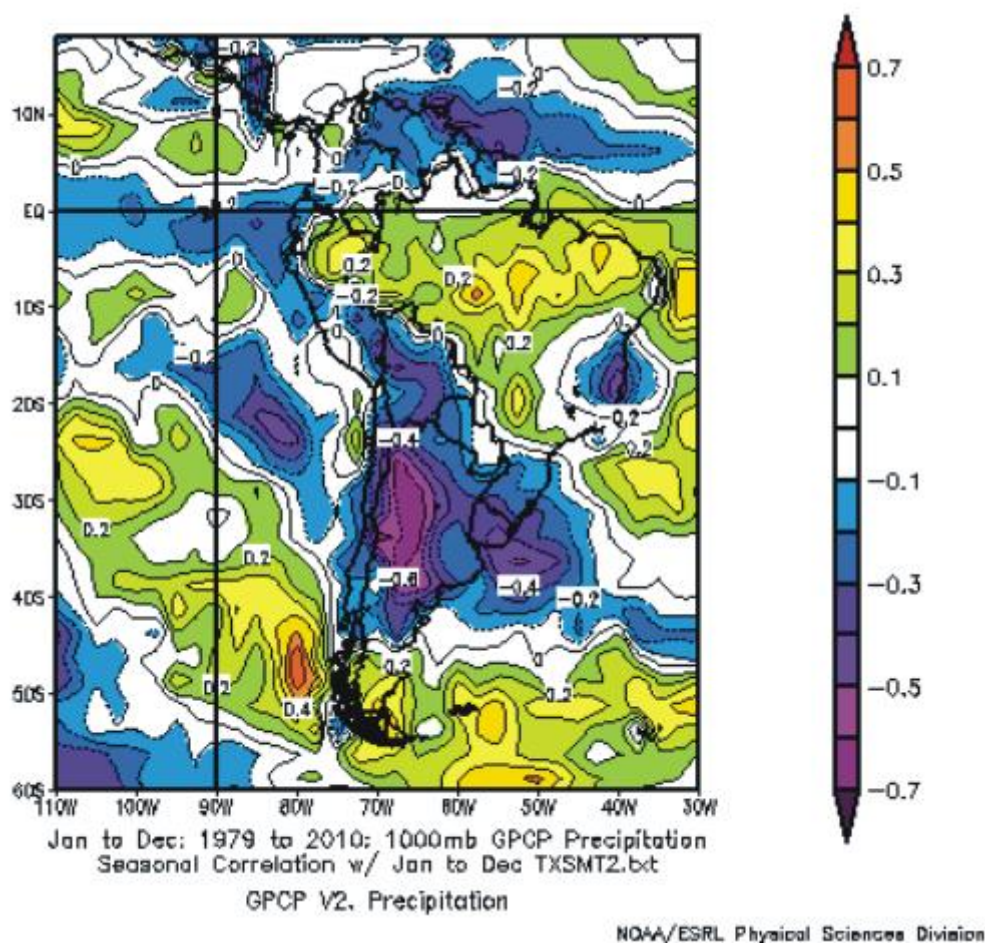


Figura 9: Correlación entre la temperatura máxima media anual en S.M. de Tucumán-Argentina con la precipitación anual de Sudamérica.

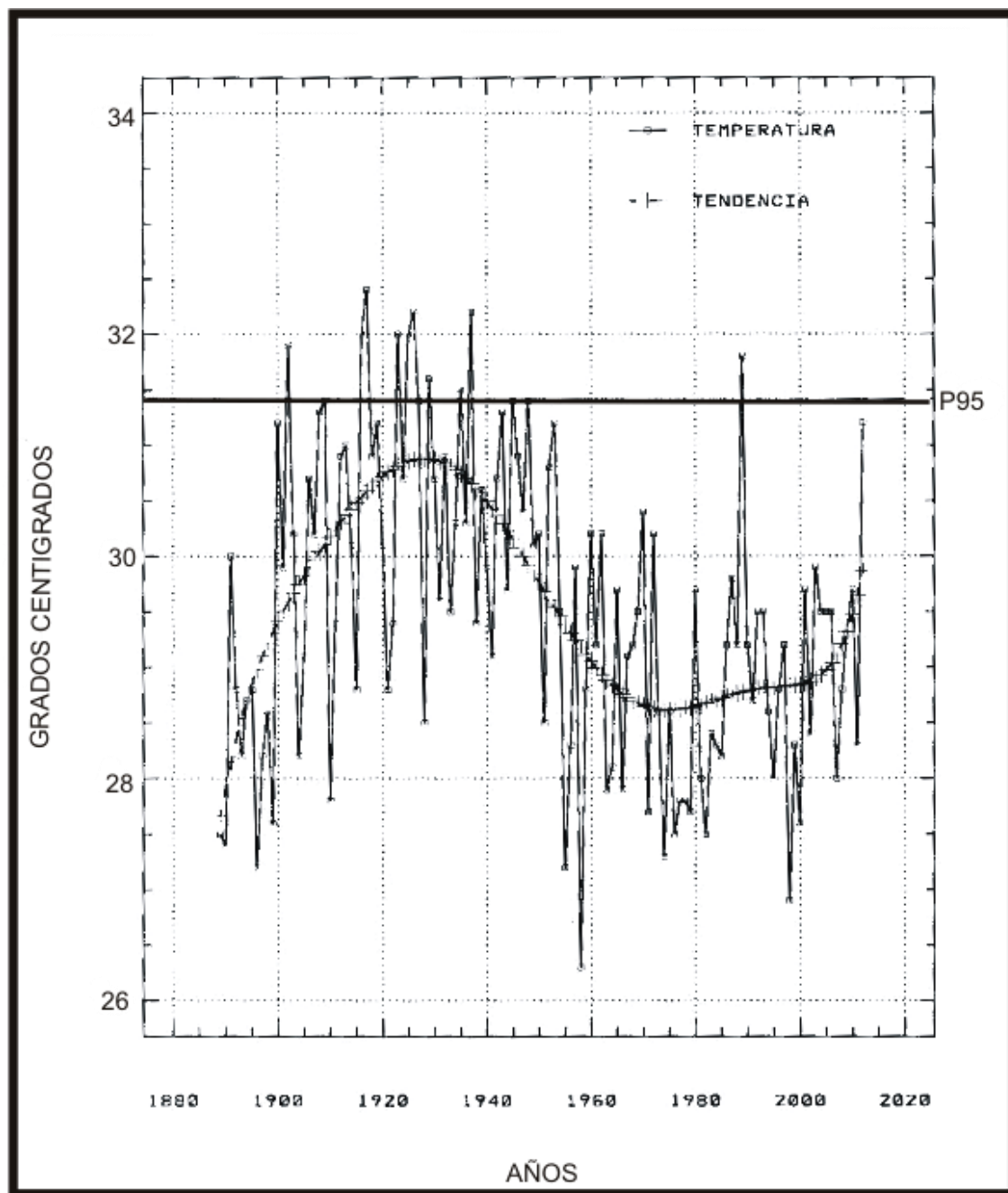


Figura 10: Temperaturas máximas medias del trimestre EFM en S.M. de Tucumán-Argentina y su tendencia. Se identifica también el percentil 95. Datos: Estación Experimental Agro-Industrial Obispo Colombres.

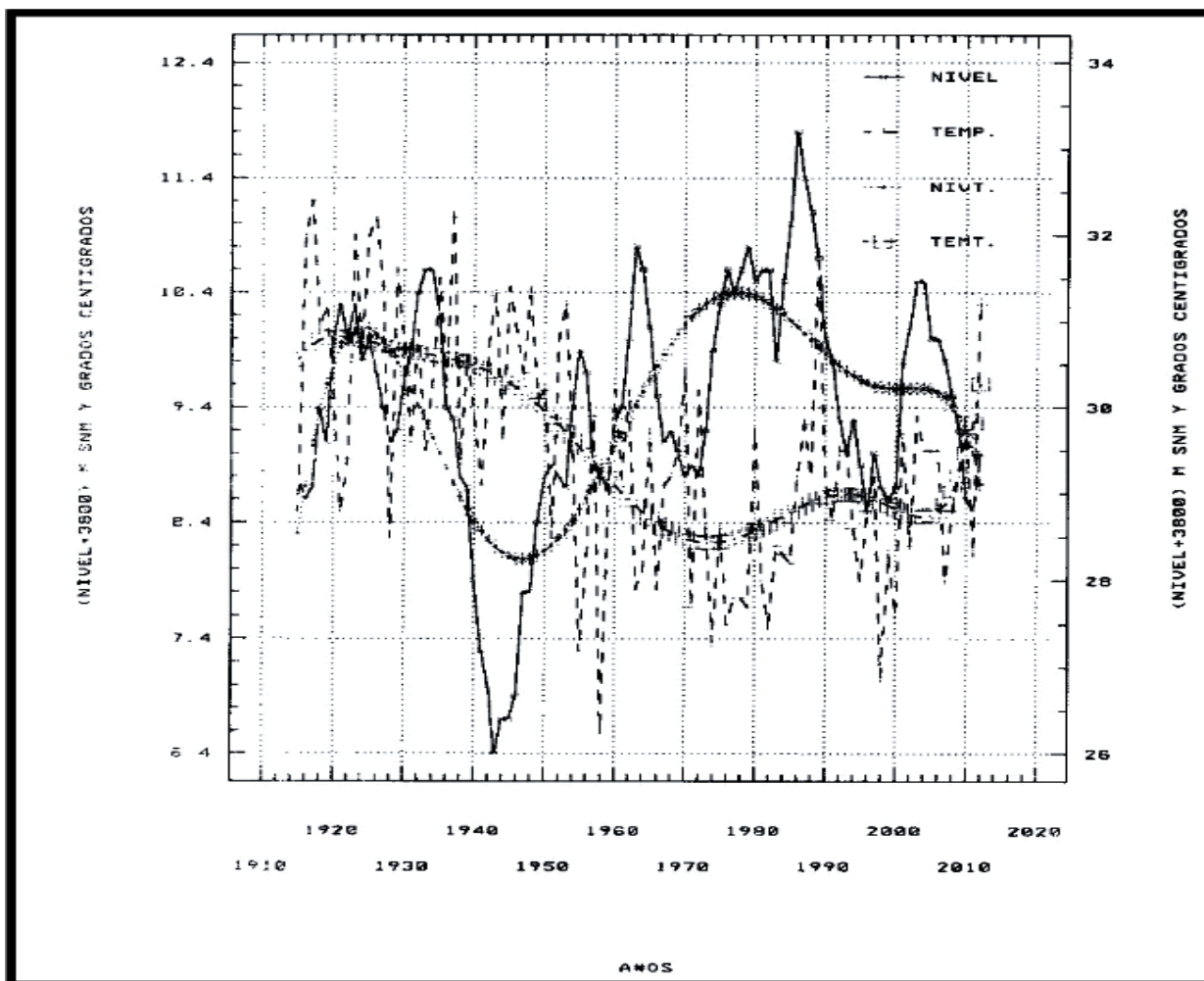


Figura 11: Altura del lago Titicaca y temperaturas máximas medias de S.M. de Tucumán con tendencias. Correlación entre las variables $r = -0.25$, sig. al 1%. Fuente: Estación Experimental Agro-Industrial Obispo Colombres y SENAMI-Bolivia.

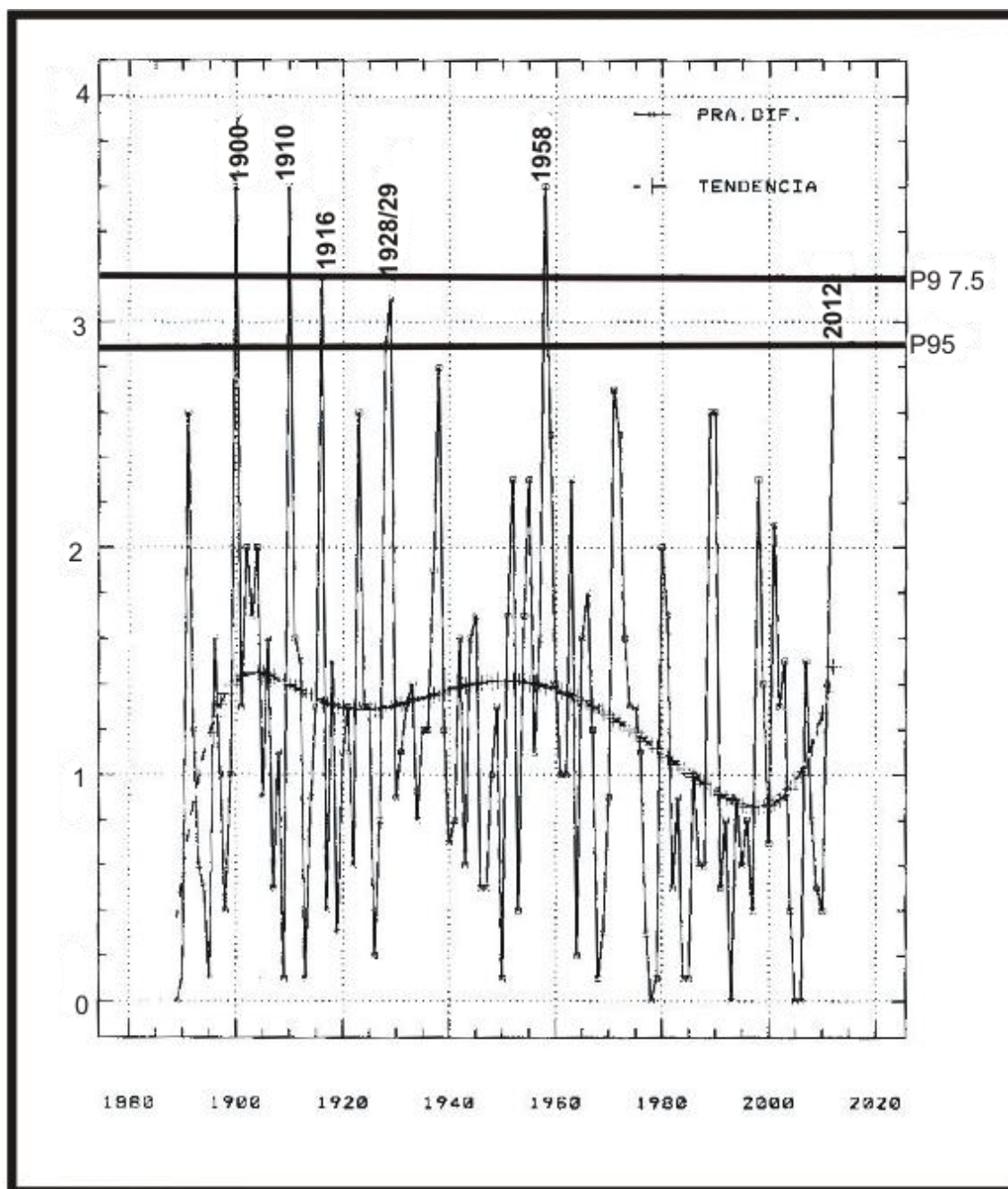


Figura 12: Primeras diferencias en las temperaturas máximas medias del trimestre EFM de S.M. de Tucumán-Argentina y su tendencia.

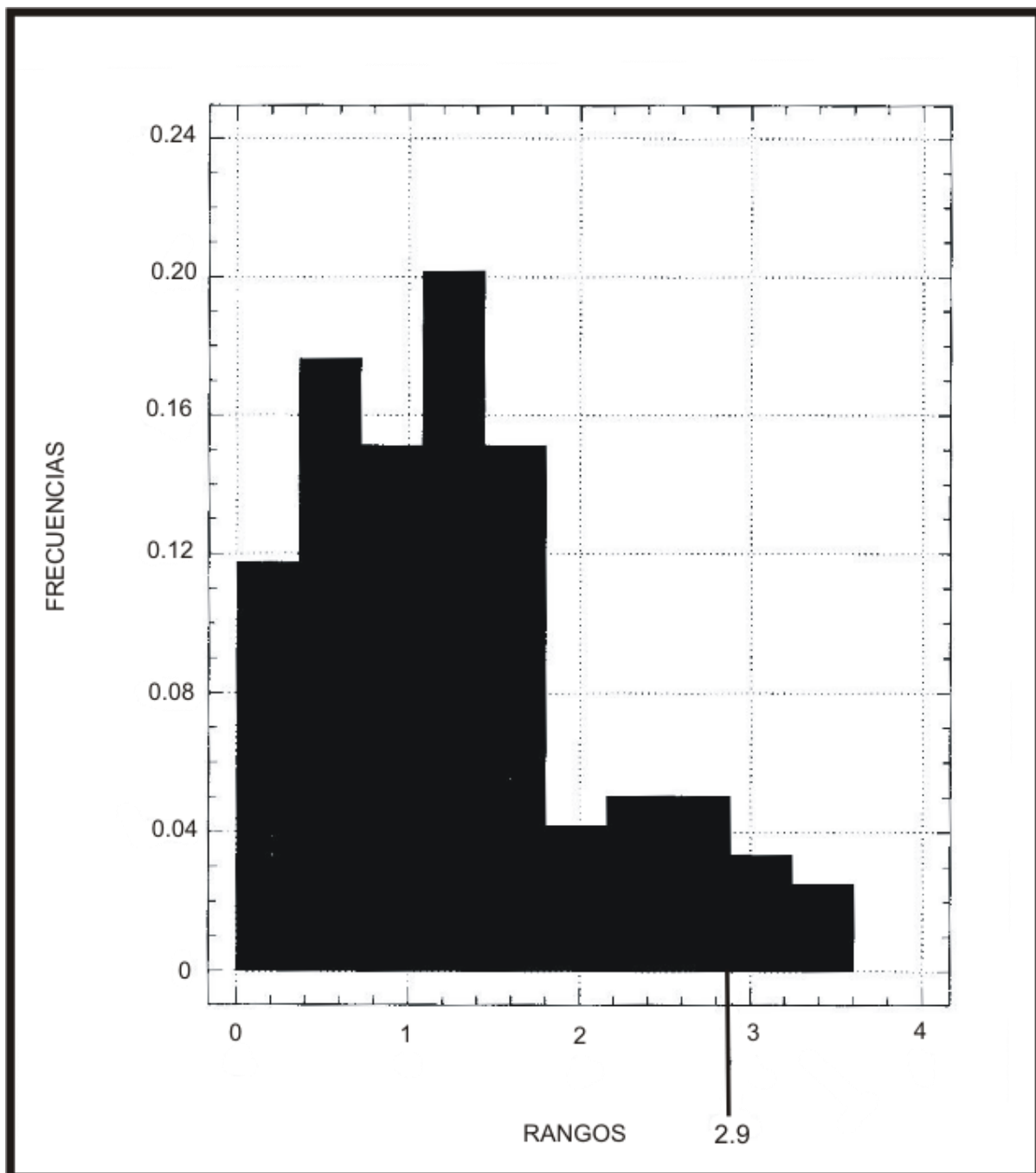


Figura 13: Histograma de frecuencias de los valores absolutos de primera diferencia sobre las temperaturas máximas medias del trimestre EFM en S.M. de Tucumán.

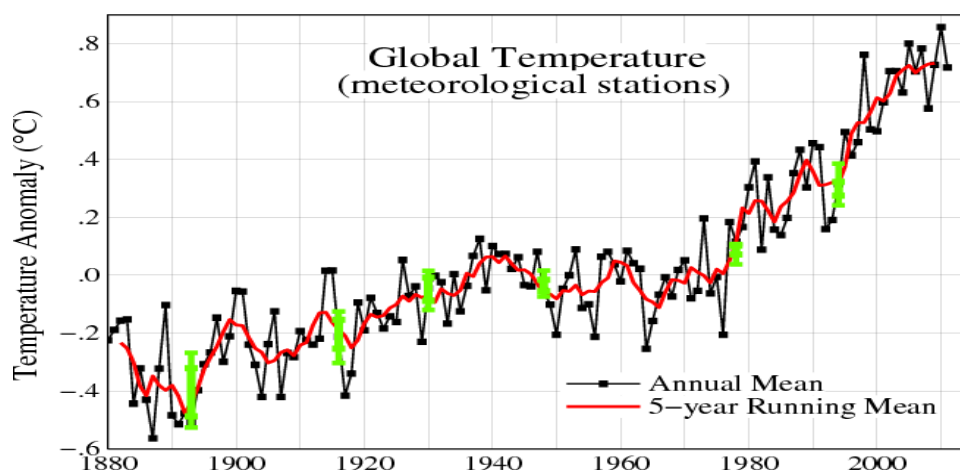


Figura 14: Anomalías de las temperaturas medias globales y tendencia proporcionados por NASA en estaciones meteorológicas terrestres <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>.

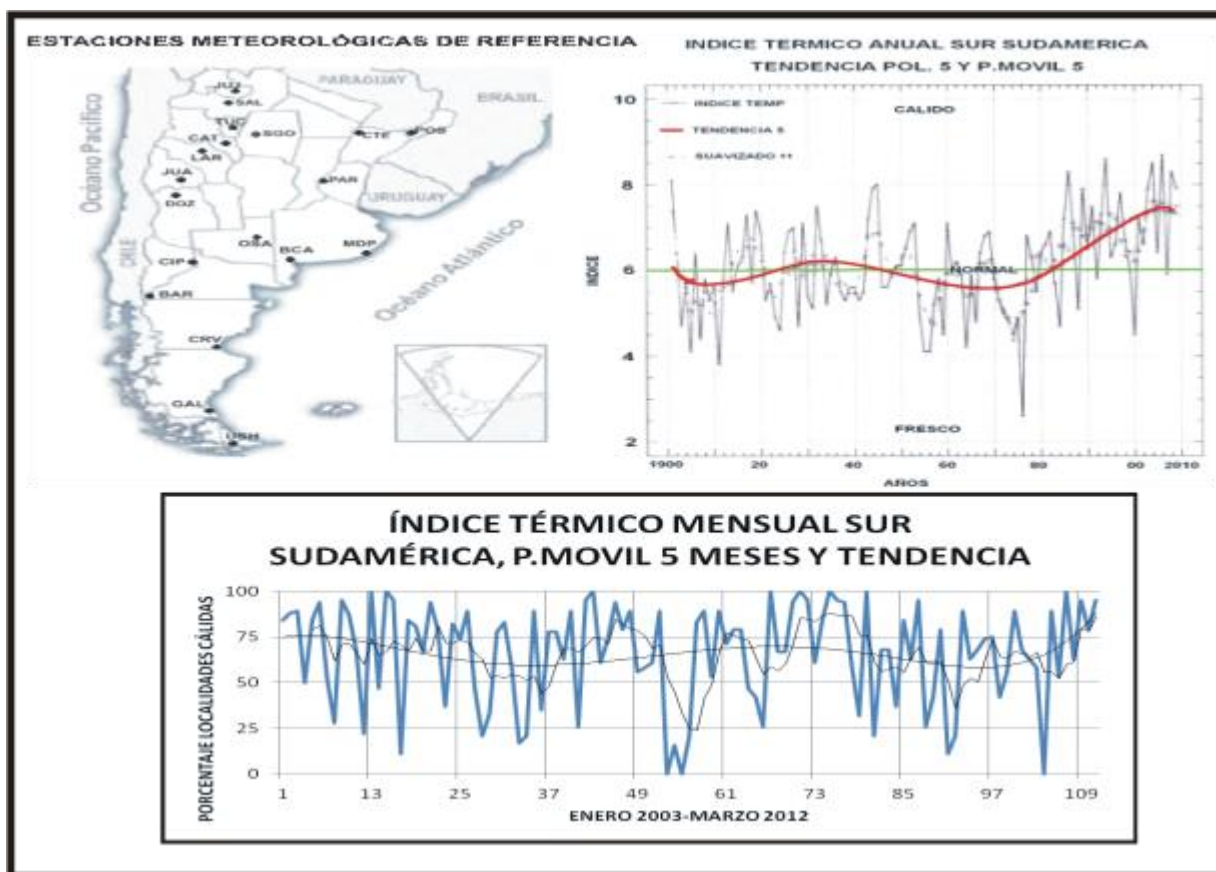


Figura 15: Índice térmico anual con tendencia sobre el Sur de Sudamérica (arriba derecha) en las localidades seleccionadas (arriba izquierda) período 1901-2010. Abajo índice térmico mensual período 2003-2012 con P.Móvil 5 meses y tendencia.



ATLAS CLIMATICO DE BOLIVIA (ACB)

Laboratorio Climatológico Sudamericano.

ATLAS CLIMÁTICO DE LA REPÚBLICA DE BOLIVIA (ACB)

Durante años he asistido a este país brindando conferencias climáticas para la toma de decisión en la empresa agropecuaria de Bolivia. También he viajado a través del país para conocerlo. En este período encontramos necesario que los usuarios, cualquiera sea su necesidad en este rubro, dispongan de un mayor conocimiento del clima que se materializa parte en este atlas. El mismo es un apéndice de un libro mayor sobre “El Clima de Bolivia” que se edita en la primer parte y hace referencia a este como Atlas Climático de Bolivia” (ACB). Este libro es una continuación de los trabajos que viene desarrollando el equipo de investigadores y técnicos del Laboratorio Climatológico Sudamericano, que ha materializado en los años 1999 y 2005 como “Atlas Climático” y libro de “El Clima del Noroeste Argentino”. Los conocimientos y experiencias adquiridas en él, nos alentaron a continuar los trabajos sobre una región física más al Norte, la hermana República de Bolivia, donde existen muchas semejanzas.

Para la ejecución del mismo hemos utilizado la información climatológica publicada en dos obras agrometeorológicas importantes, tales como la editada por FAO (1985) como “Datos Agroclimatológicos” del período 1931-60 y otra de FAO-UNESCO-OMM (1975), como “Estudio Agroclimatológico de la Zona Andina”. Ambas obras se han basado en importantes y laboriosas observaciones meteorológicas llevadas a cabo por el SENAMHI en Bolivia, sin las cuáles no podrían haberse realizado ninguna de éstas obras, incluidas la que presentamos.

Este atlas contiene en las primeras hojas la ubicación de las estaciones meteorológicas en Bolivia y países vecinos, y posteriormente 95 mapas con una gran cantidad de variables que describen al clima. Al final se encuentra un mapa que caracteriza al clima en el espacio boliviano, según la metodología de Köppen (1937).

Mayores explicaciones sobre la distribución espacial de éstas variables se presentaron en el libro. Esperamos que la misma sea de vuestra utilidad.

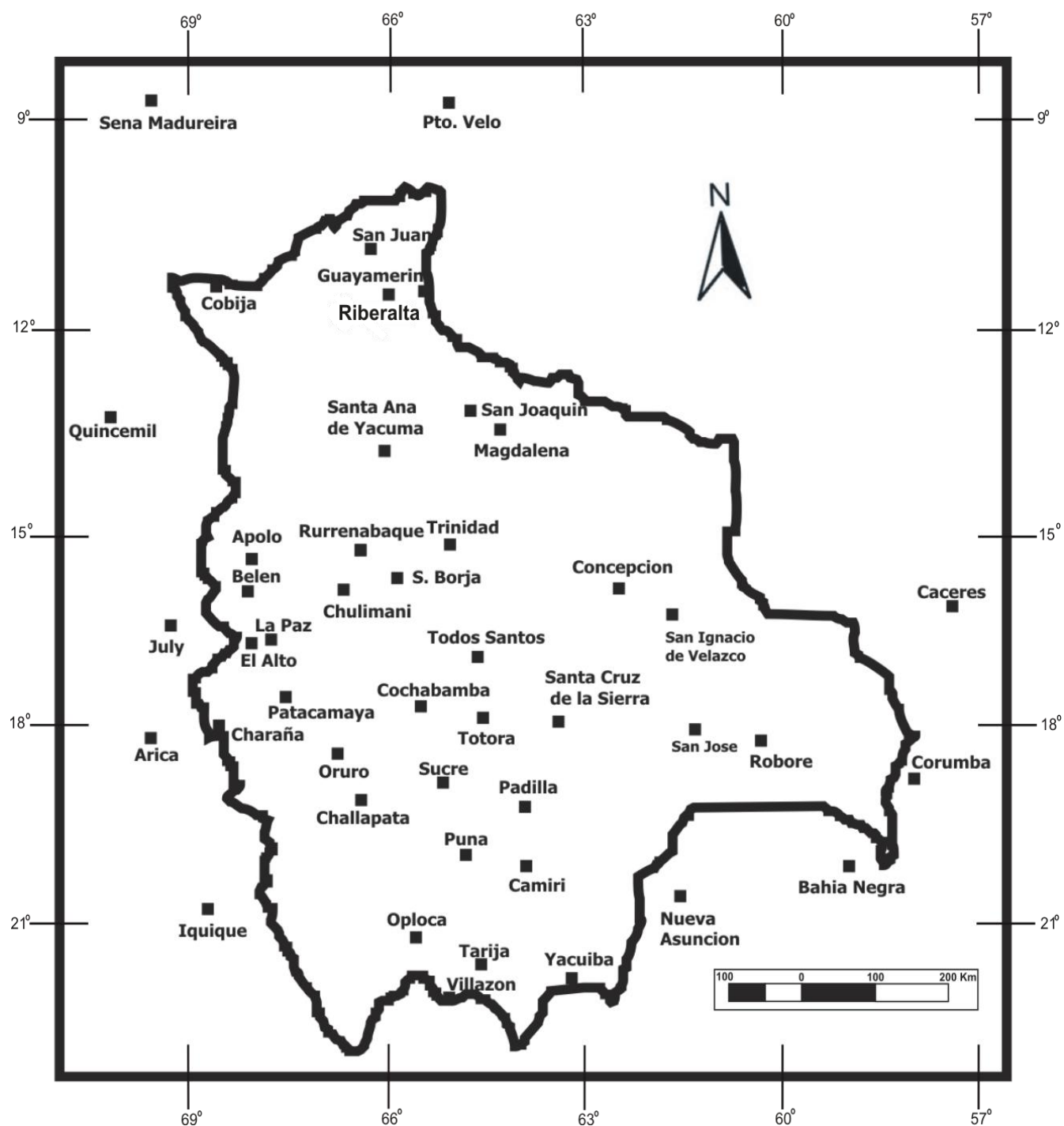
Dr. Juan Leonidas Minetti
Editor.

Dario Pedro Ovejero.

LOCALIDADES BOLIVIA	LATITUD	LONGITUD	ELEVACION (m)
Apolo	14°43'S	68°30'W	1382
Camiri	20°06'S	63°03'W	780
Cobija	11°01'S	68°44'W	252
Cochabamba	17°23'S	66°09'W	2553
Concepción	16°15'S	62°03'W	490
Chañara	17°35'S	69°26'W	4057
Chulimani	16°22'S	67°30'W	1580
El Alto	16°30'S	68°12'W	4105
El Belén	16°03'S	68°41'W	3820
Guayaramerin	10°48'S	65°22'W	170
La Paz	16°30'S	68°08'W	3632
Magdalena	13°21'S	64°08'W	235
Oploca	21°19'S	65°46'W	3120
Oruro	17°58'S	67°06'W	3708
Padilla	19°19'S	64°21'W	2130
Patacamaya	17°12'S	67°55'W	3789
Puna	19°45'S	65°27'W	3420
Riberalta	11°01'S	66°05'W	172
Robore	18°20'S	59°46'W	300
Rurrenabaque	14°25'S	67°35'W	227
San Borja	14°49'S	66°35'W	226
San Joaquin	13°04'S	64°48'W	200
San José	17°47'S	63°47'W	297
San Juan	17°20'S	59°55'W	350
Santa Ana de Y.	13°50'S	65°30'W	144
Santa Cruz	17°47'S	63°10'W	437
Sucre	19°02'S	65°17'W	2750
Tarija	21°33'S	64°45'W	1947
Todos Santos	16°48'S	65°08'W	300
Totora	17°41'S	65°09'W	2789
Trinidad	14°45'S	64°48'W	236
Villazón	25°05'S	65°35'W	3560
Yacuiba	22°01'S	63°43'W	580
LOCALIDADES BRASIL	LATITUD	LONGITUD	ELEVACION (m)
Caceres	16°03'S	57°41'W	118
Corumbá	19°20'S	57°39'W	130
Pto. Velo	8°46'S	63°55'W	95
Sena Madureira	9°08'S	68°40'W	135
LOCALIDADES CHILE	LATITUD	LONGITUD	ELEVACION (m)
Arica	19°29'S	70°19'W	100
Iquique	20°10'S	70°05'W	5
LOCALIDADES PARAGUAY	LATITUD	LONGITUD	ELEVACION (m)
Bahia Negra	20°13'S	58°10'W	92

Nueva Asunción	20°43'S	61°55'W	315
LOCALIDADES PERU	LATITUD	LONGITUD	ELEVACION (m)
July	16°12'S	69°26'W	3852
Quincemil	13°16'S	70°40'W	634

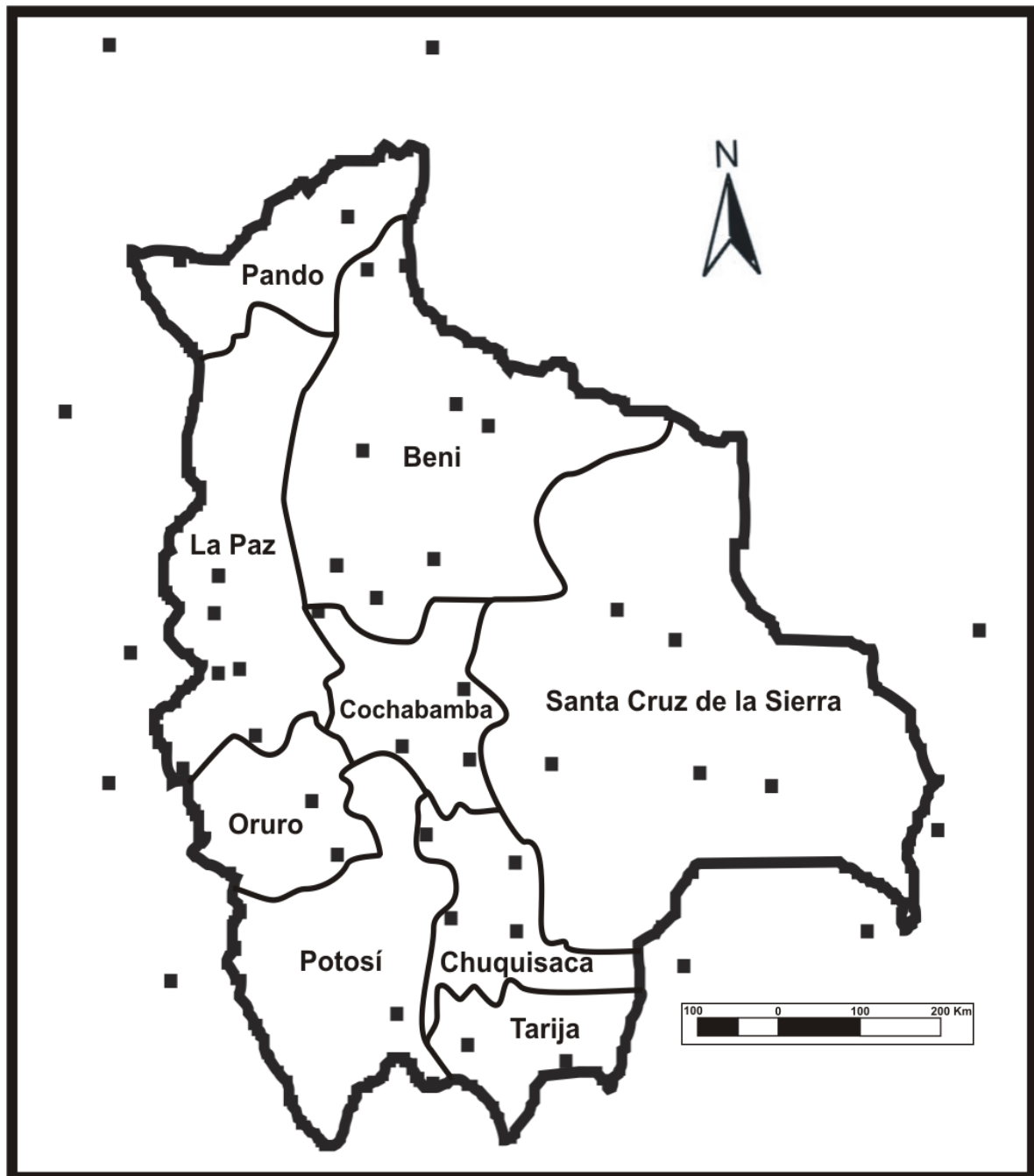
RED DE ESTACIONES METEOROLOGICAS



FUENTE: L.C.S.

Figura 1

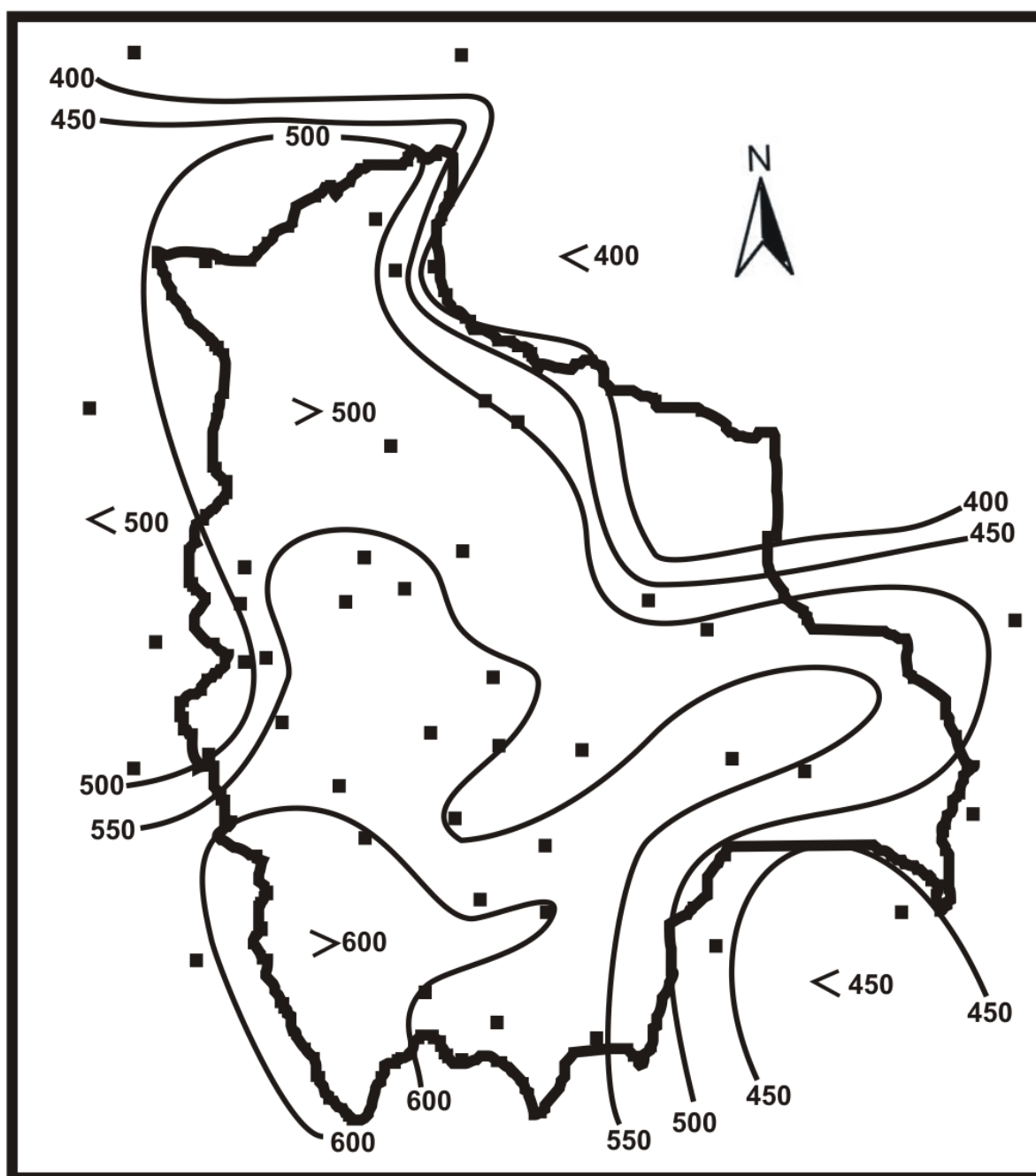
DIVISION POLITICA DE BOLIVIA



FUENTE: L.C.S.

Figura 2

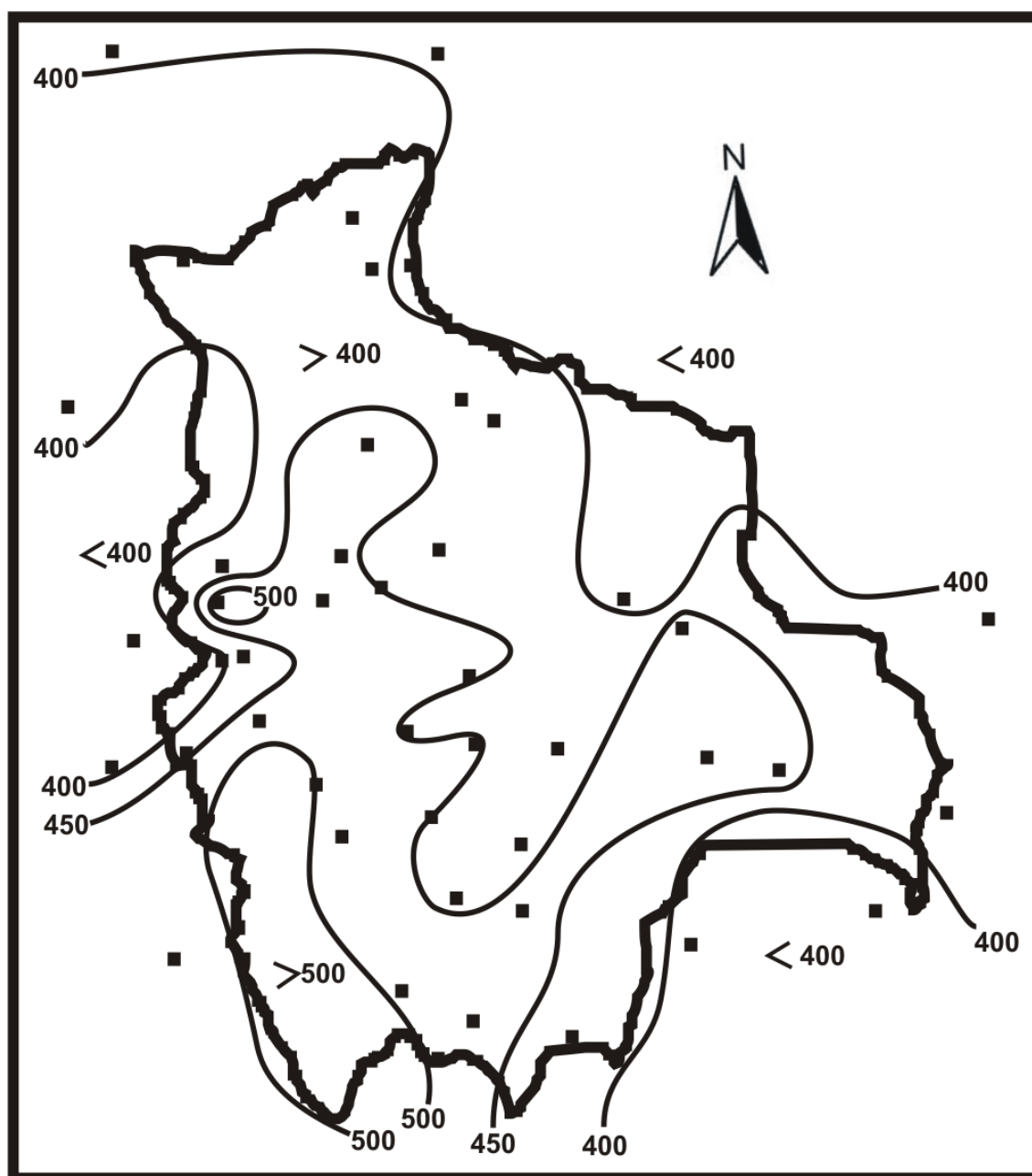
RADIACION GLOBAL MEDIA ENERO ($\text{cal/cm}^2 \text{ día}$)



FUENTE: L.C.S.

Figura 3

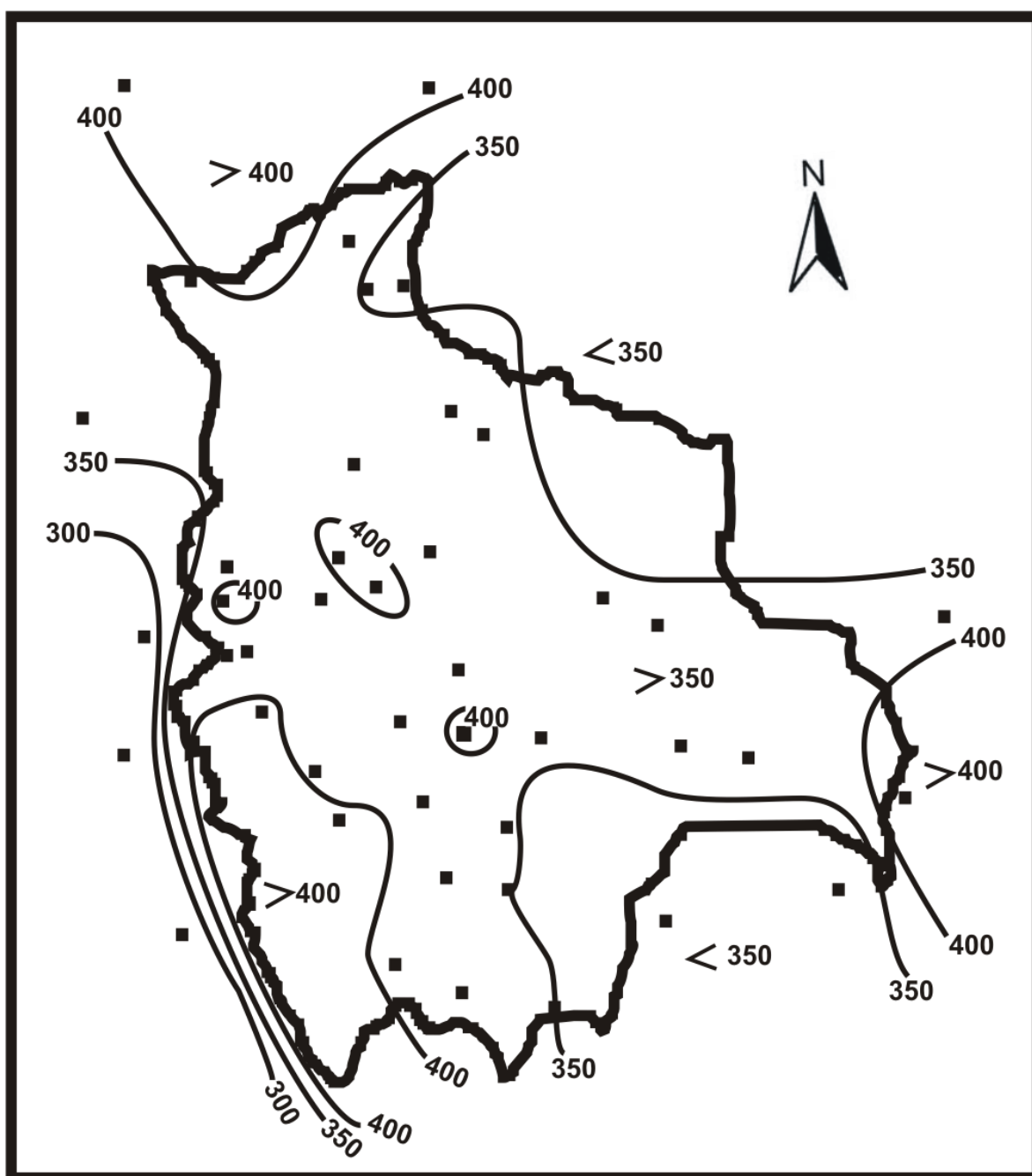
RADIACION GLOBAL MEDIA ABRIL ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ día}$)



FUENTE: L.C.S.

Figura 4

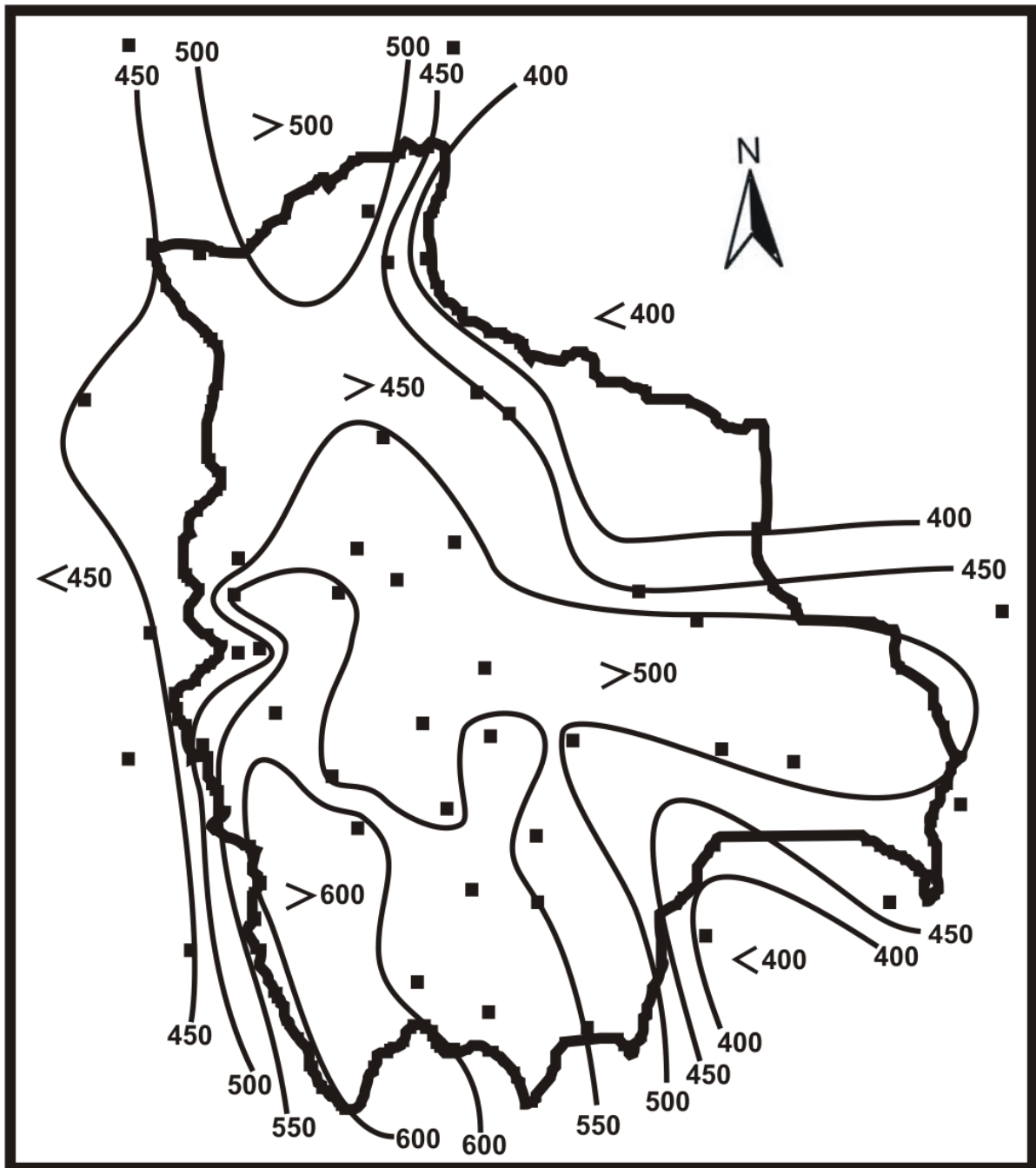
RADIACION GLOBAL MEDIA JULIO ($\text{cal/cm}^2 \text{ día}$)



FUENTE: L.C.S.

Figura 5

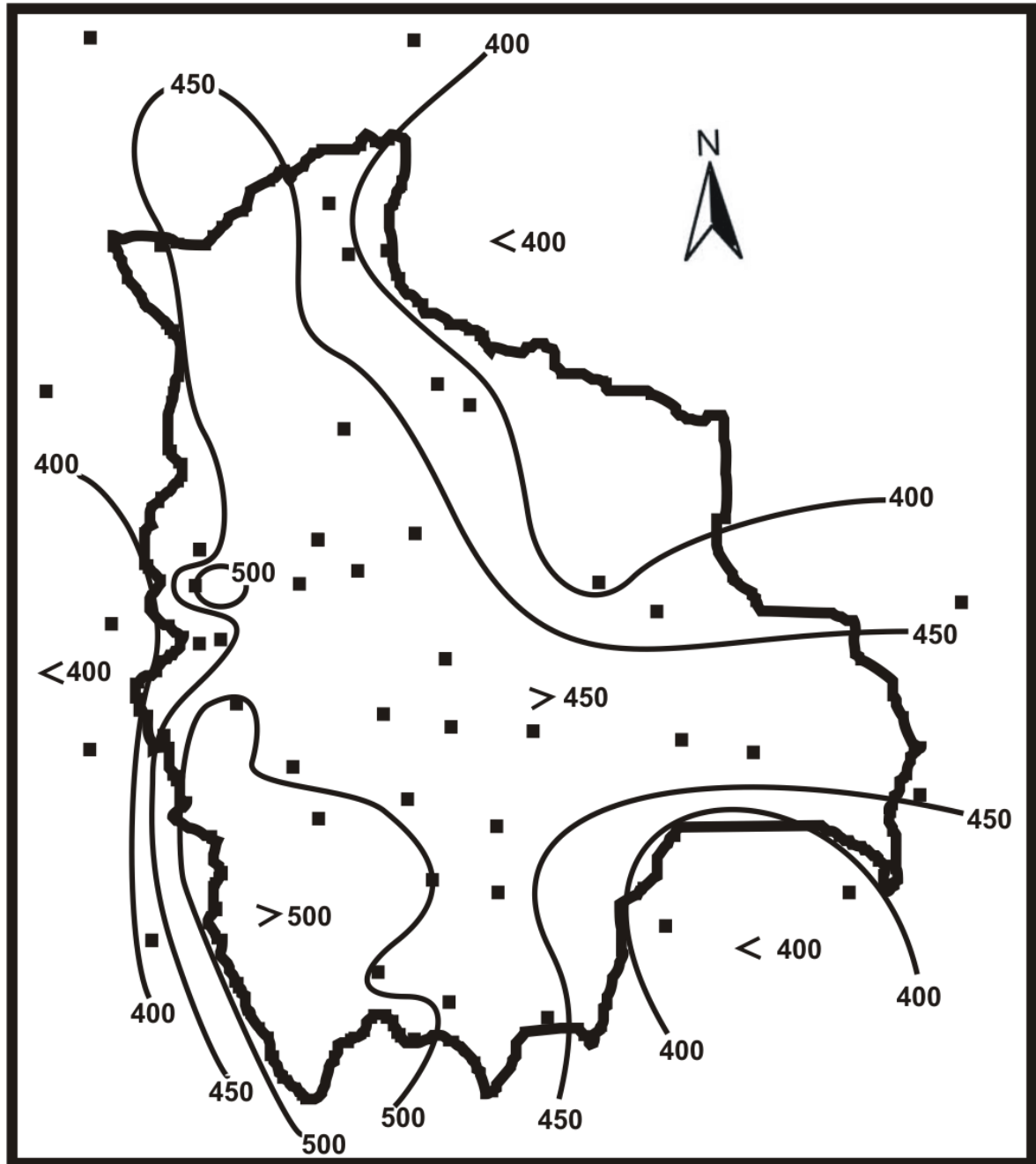
RADIACION GLOBAL MEDIA OCTUBRE ($\text{cal/cm}^2 \text{ día}$)



FUENTE: L.C.S.

Figura 6

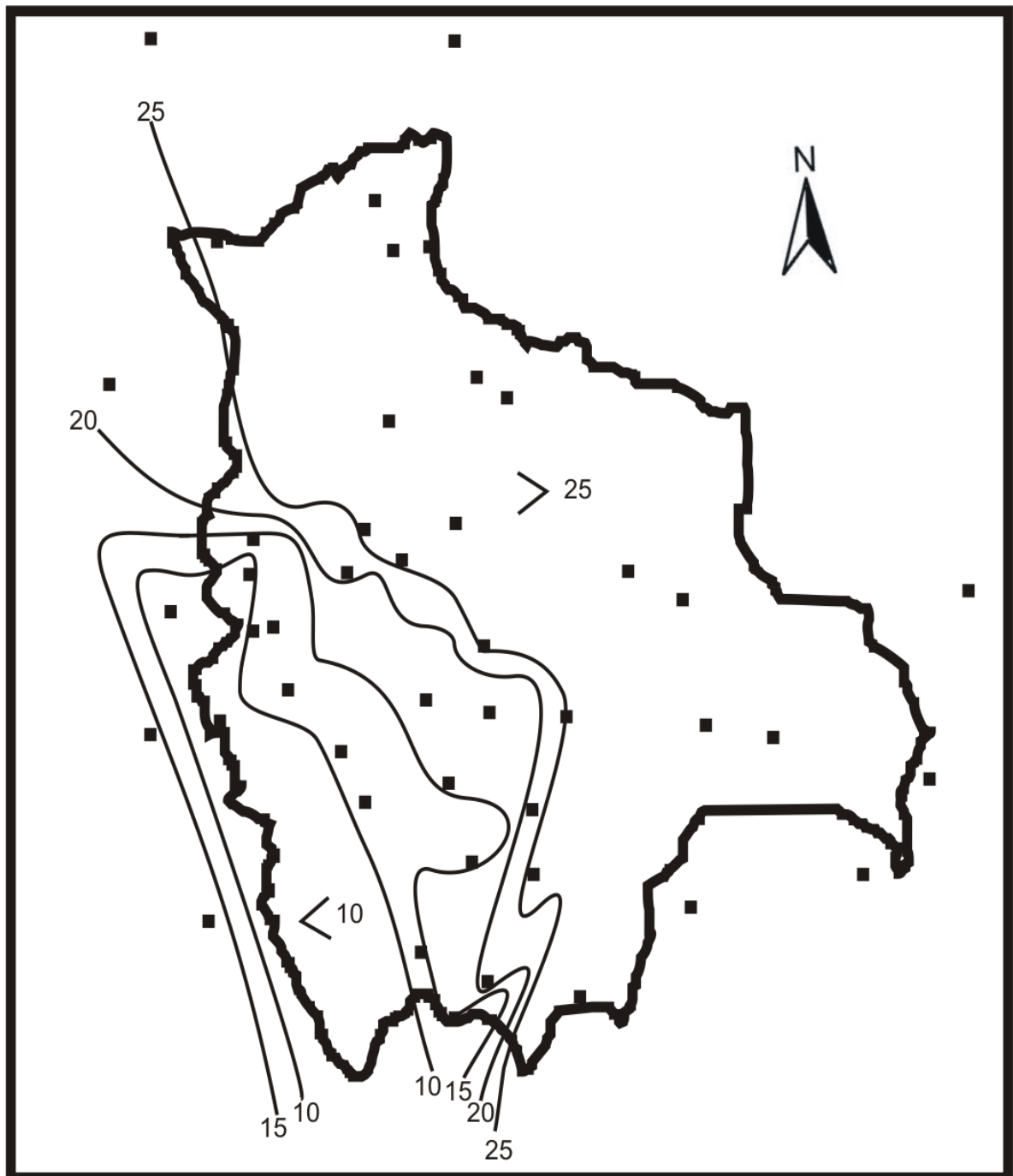
RADIACION GLOBAL MEDIA ANUAL ($\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ día}$)



FUENTE: L.C.S.

Figura 7

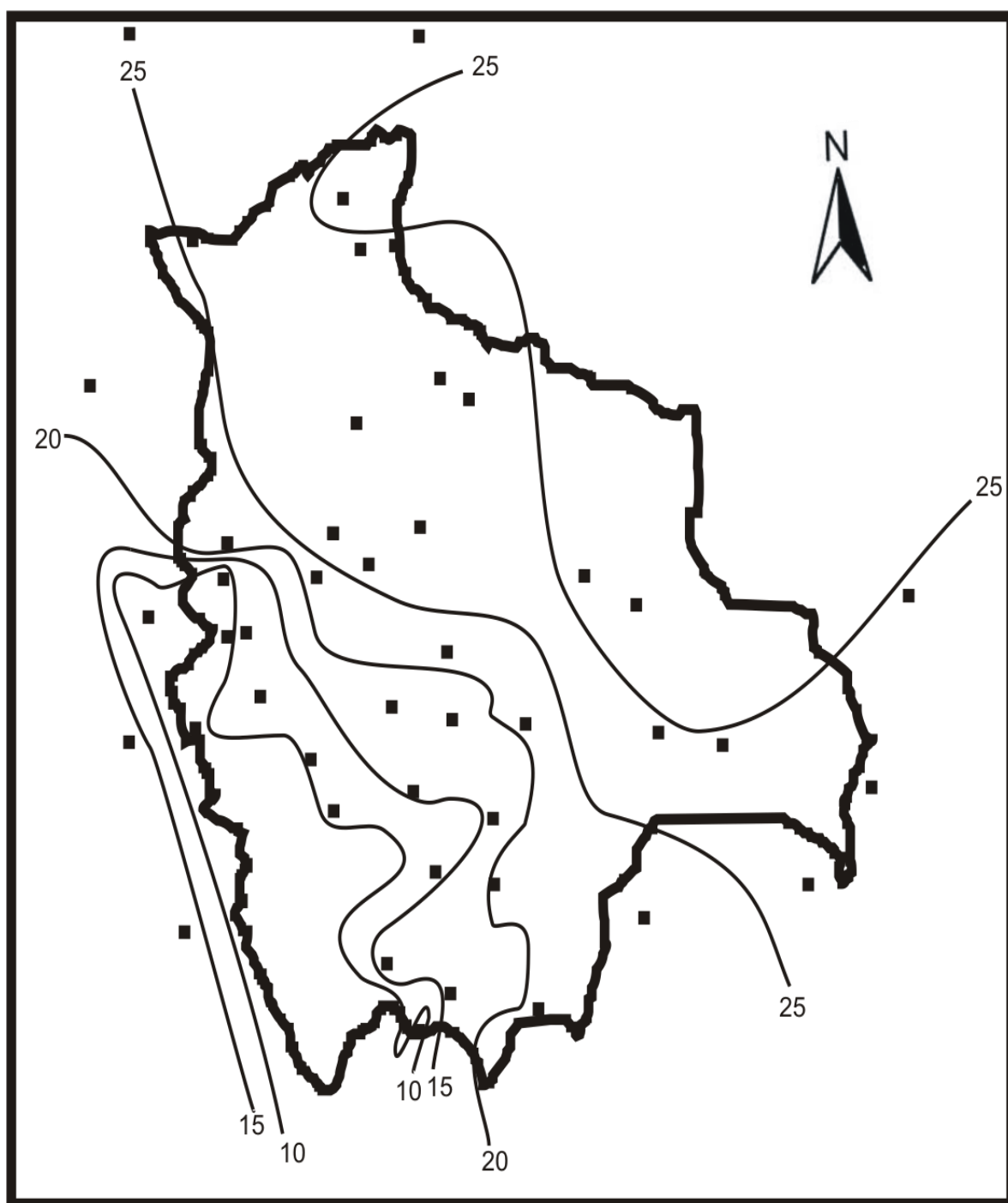
TEMPERATURA MEDIA ENERO (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 8

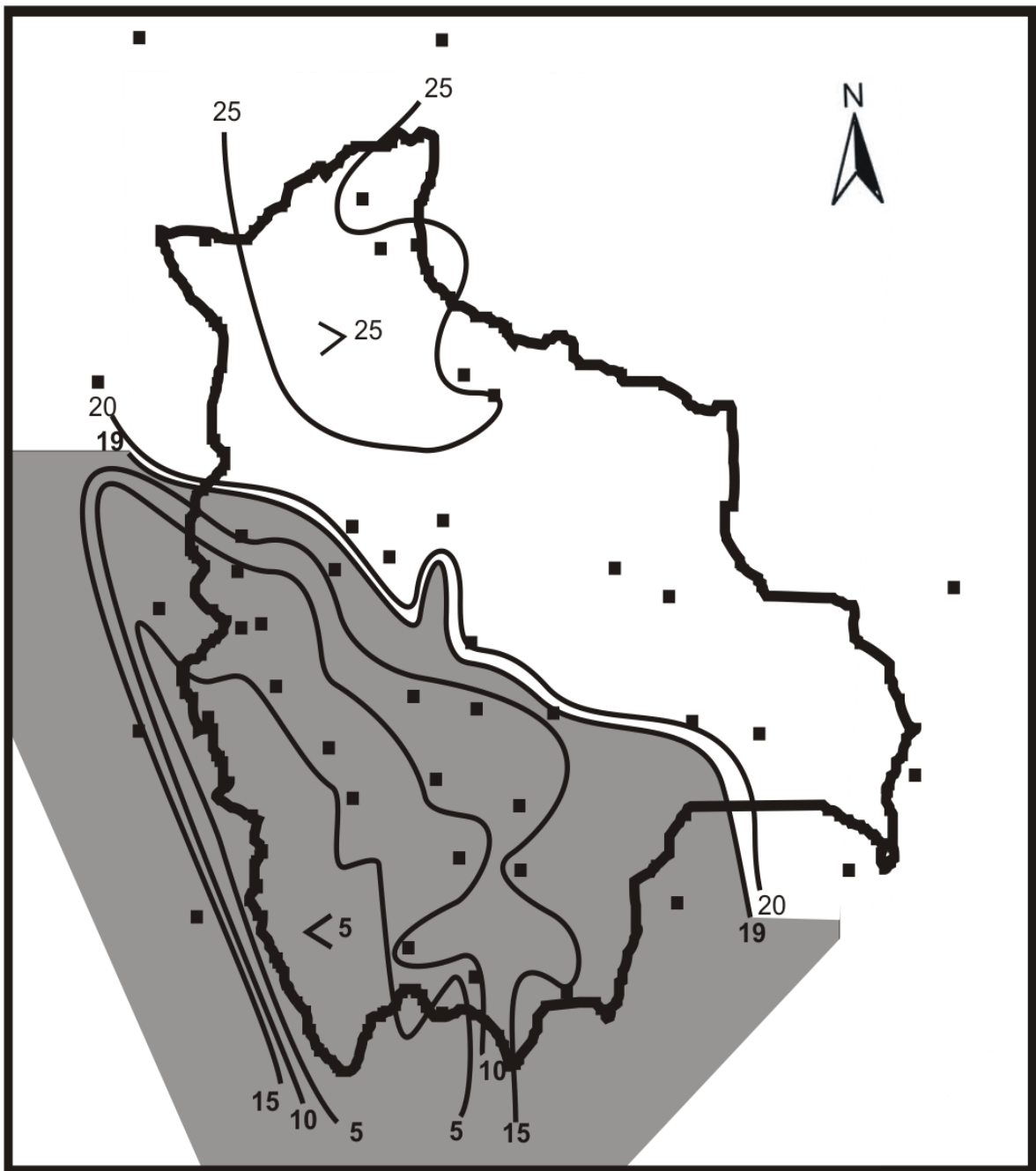
TEMPERATURA MEDIA ABRIL (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 9

TEMPERATURA MEDIA JULIO (°C)

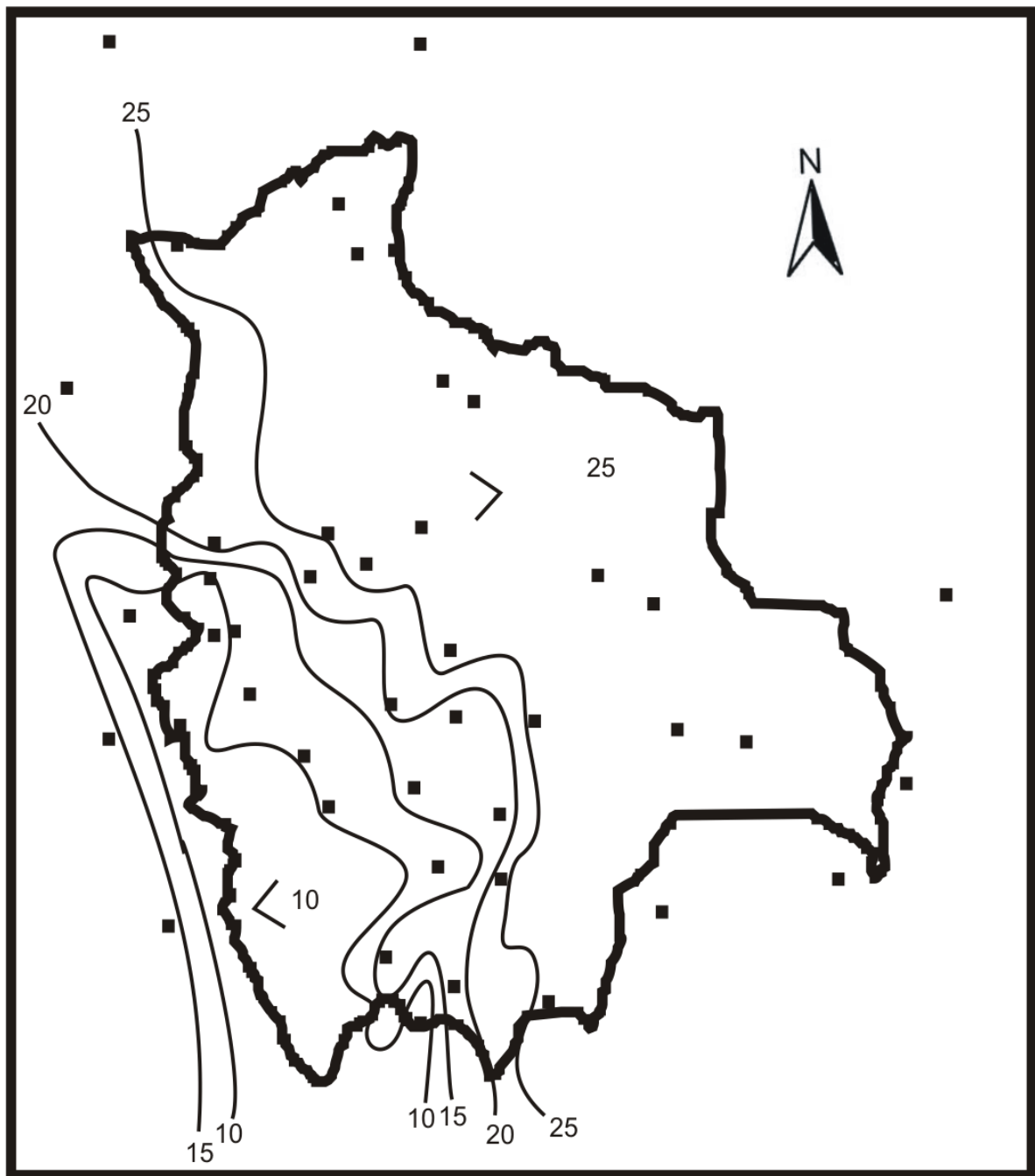


FUENTE: L.C.S.

Nota: Zona grisada con probabilidad de heladas.

Figura 10

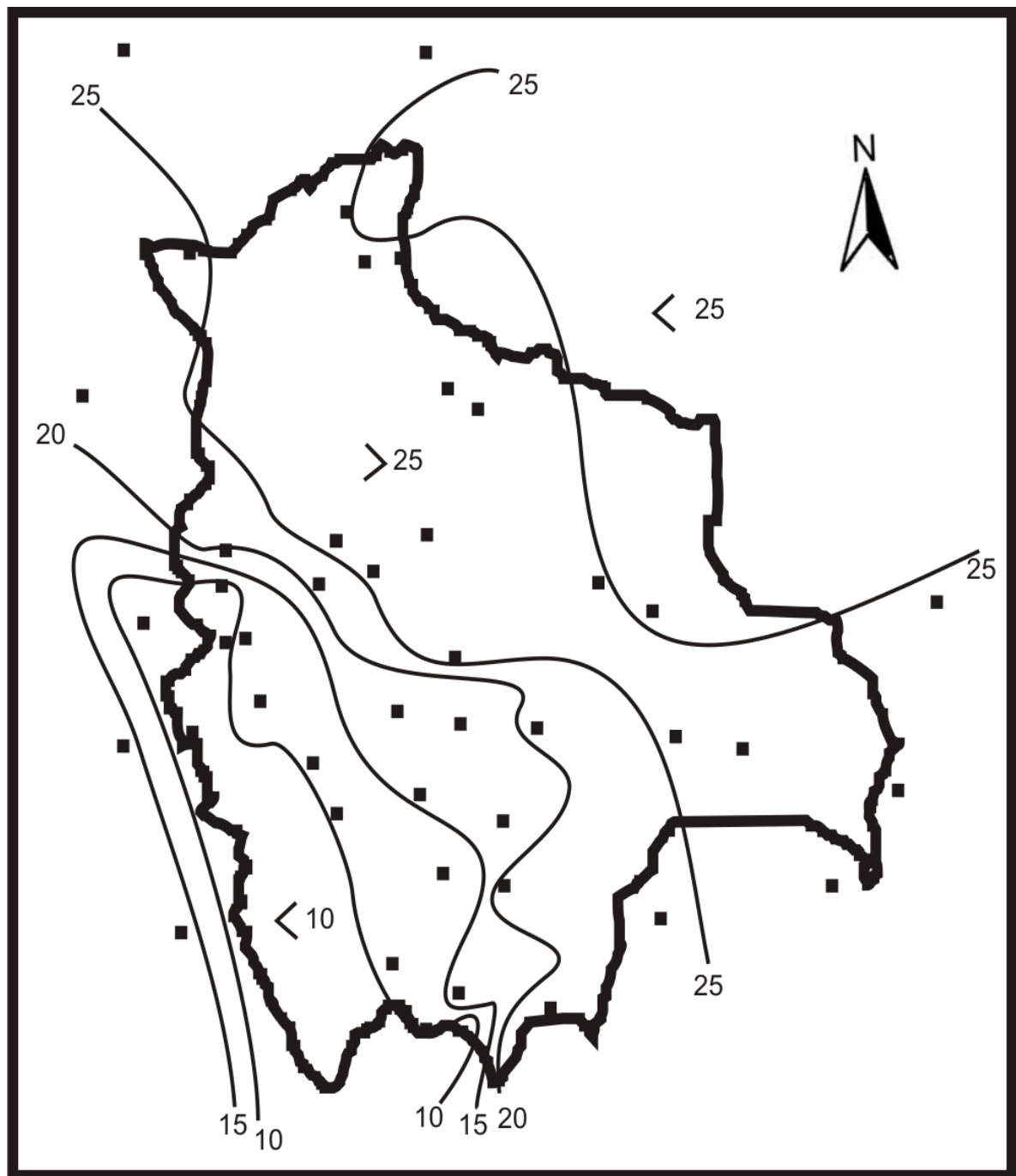
TEMPERATURA MEDIA OCTUBRE (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 11

TEMPERATURA MEDIA ANUAL (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 12

TEMPERATURA MINIMA MEDIA ENERO (°C)

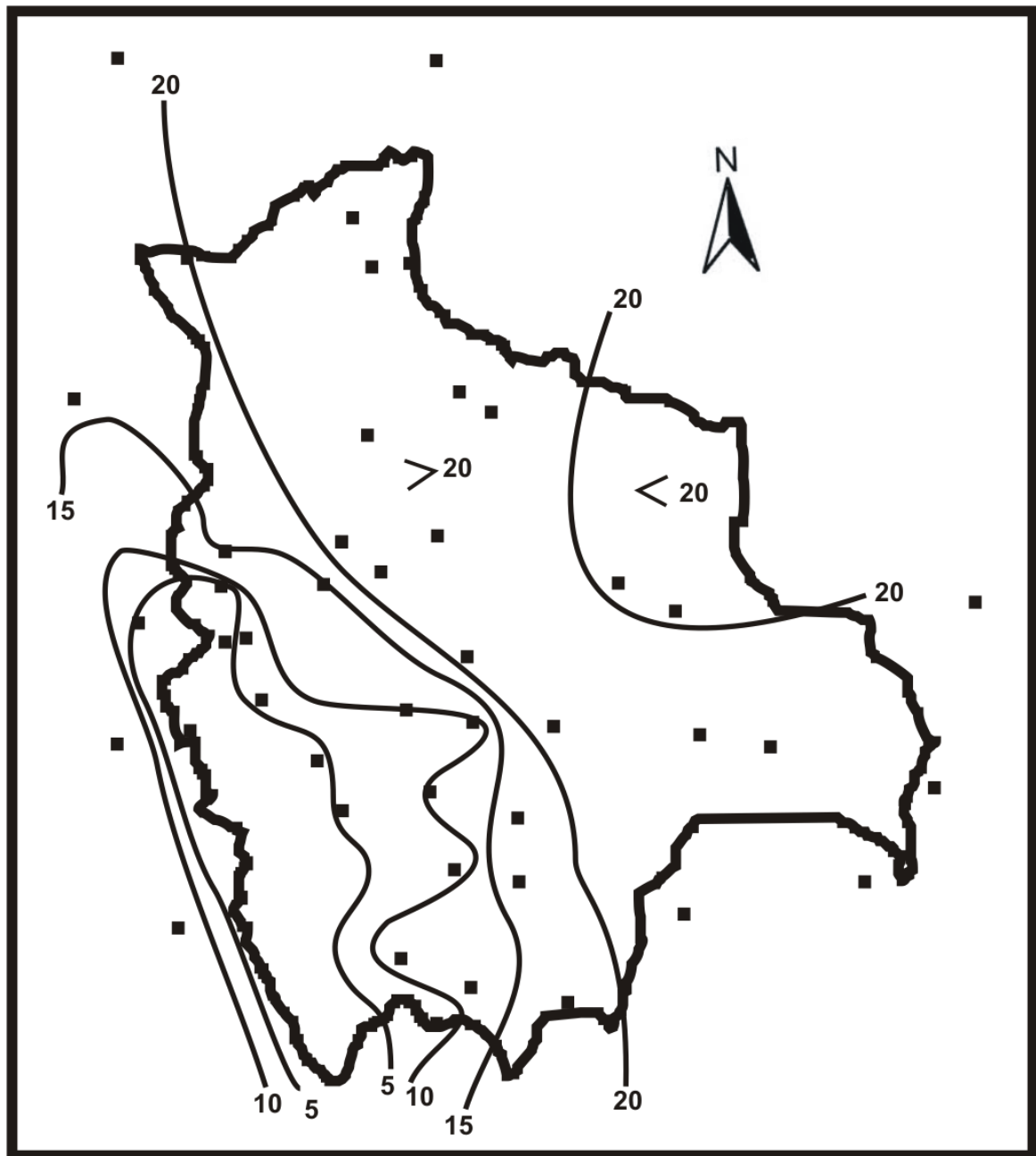
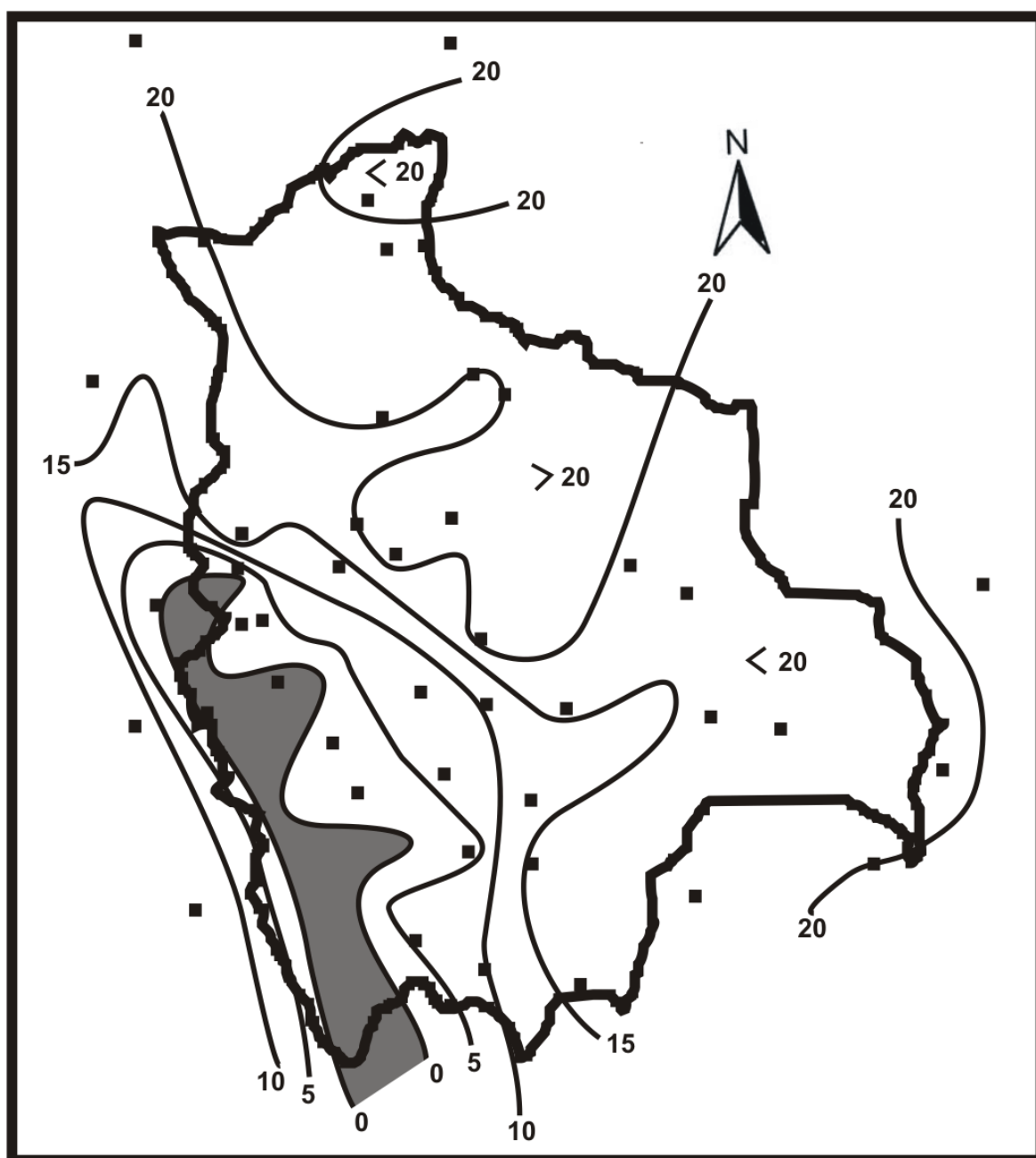


Figura 13

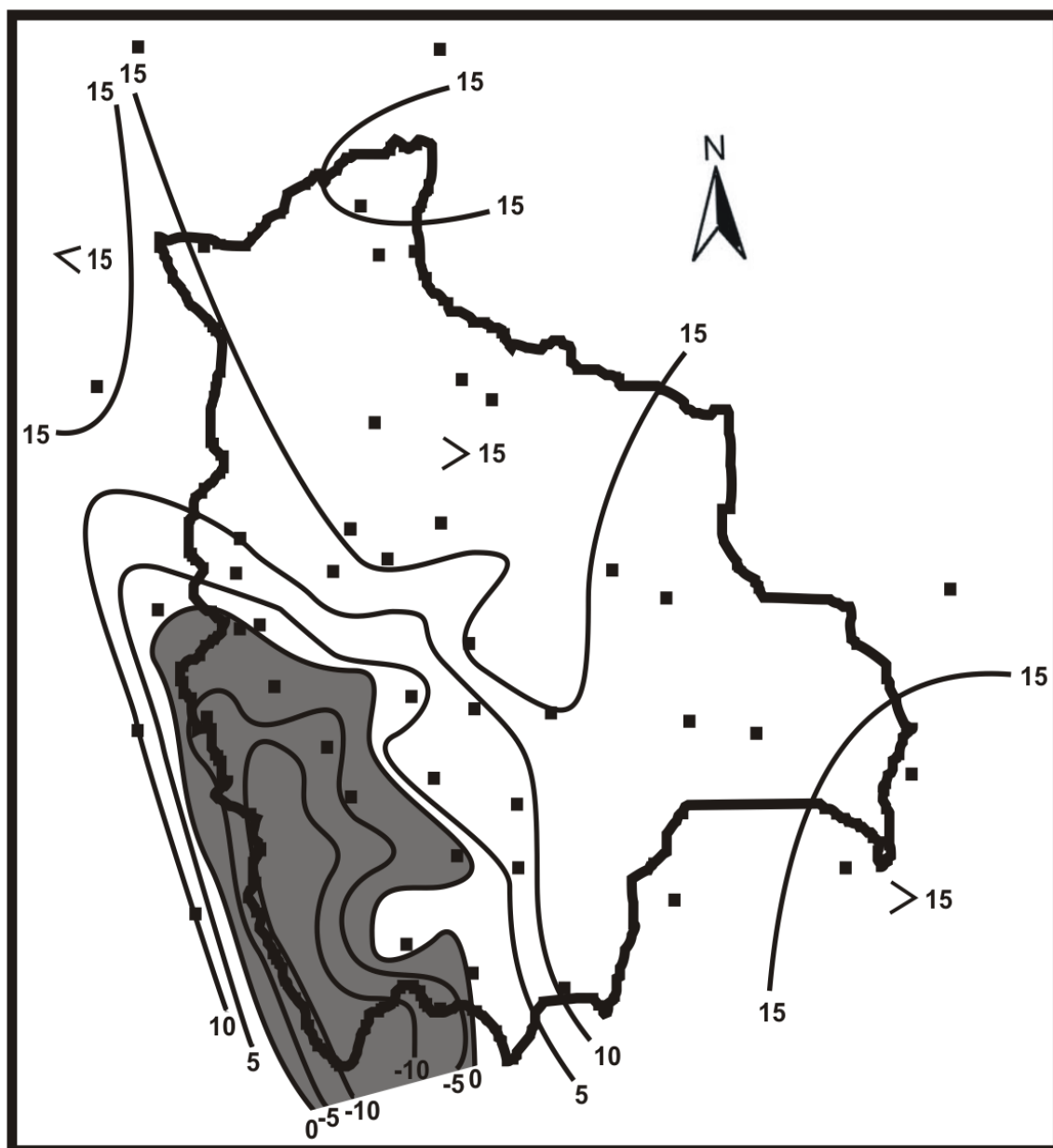
TEMPERATURA MINIMA MEDIA ABRIL (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 14

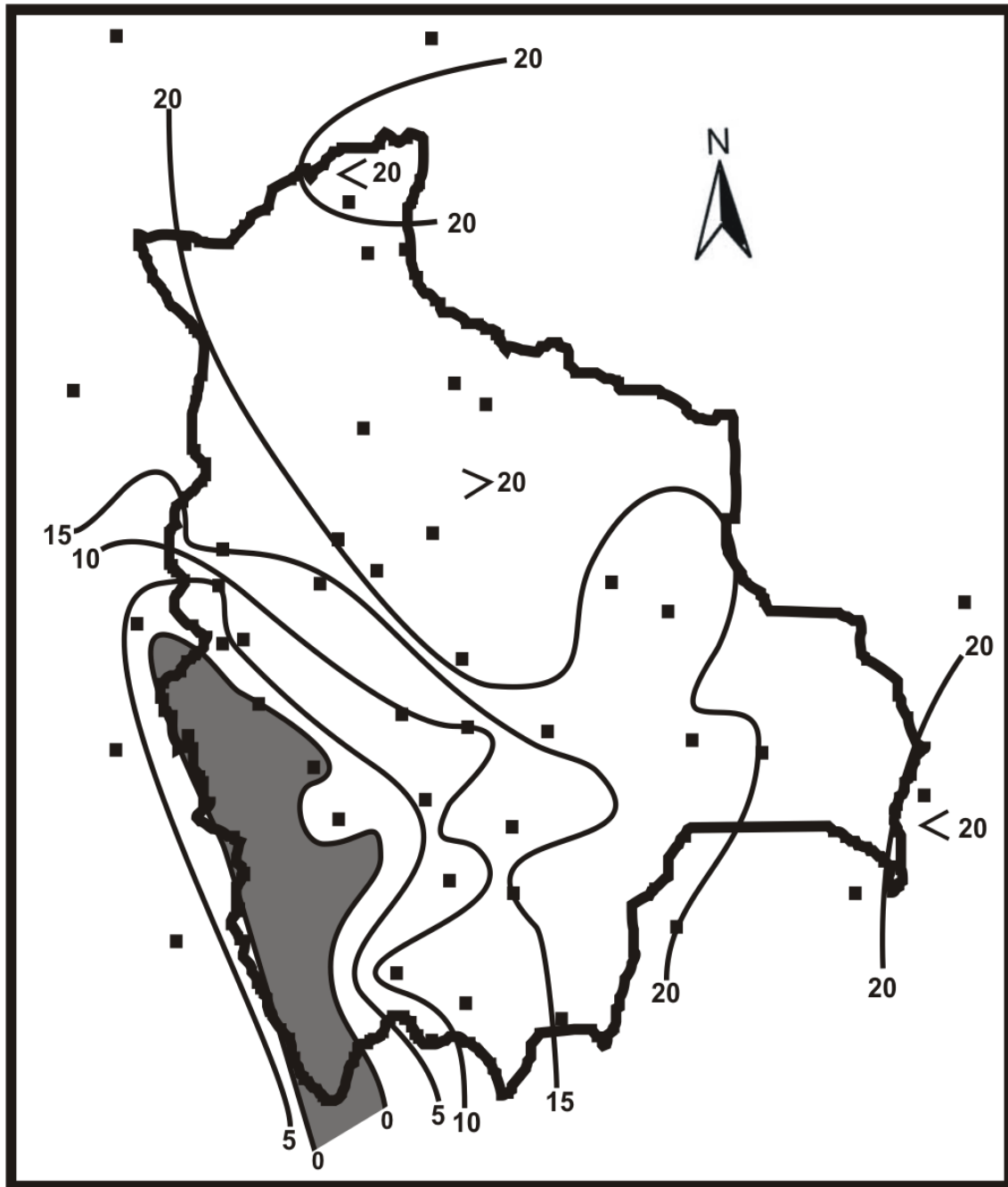
TEMPERATURA MINIMA MEDIA JULIO (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 15

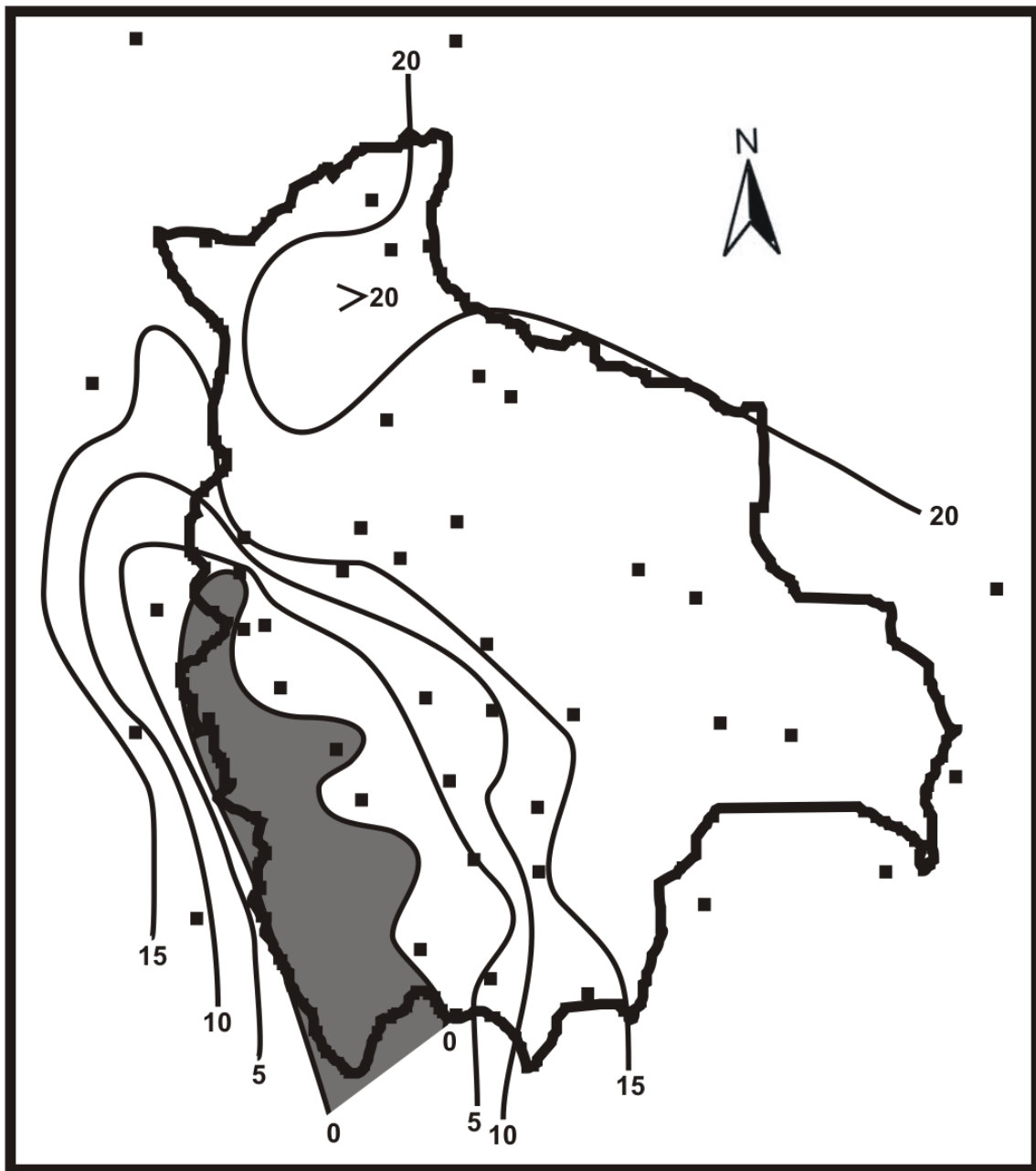
TEMPERATURA MINIMA MEDIA OCTUBRE (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 16

TEMPERATURA MINIMA MEDIA ANUAL (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 17

FRECUENCIA MEDIA DE DIAS CON HELADAS (días)

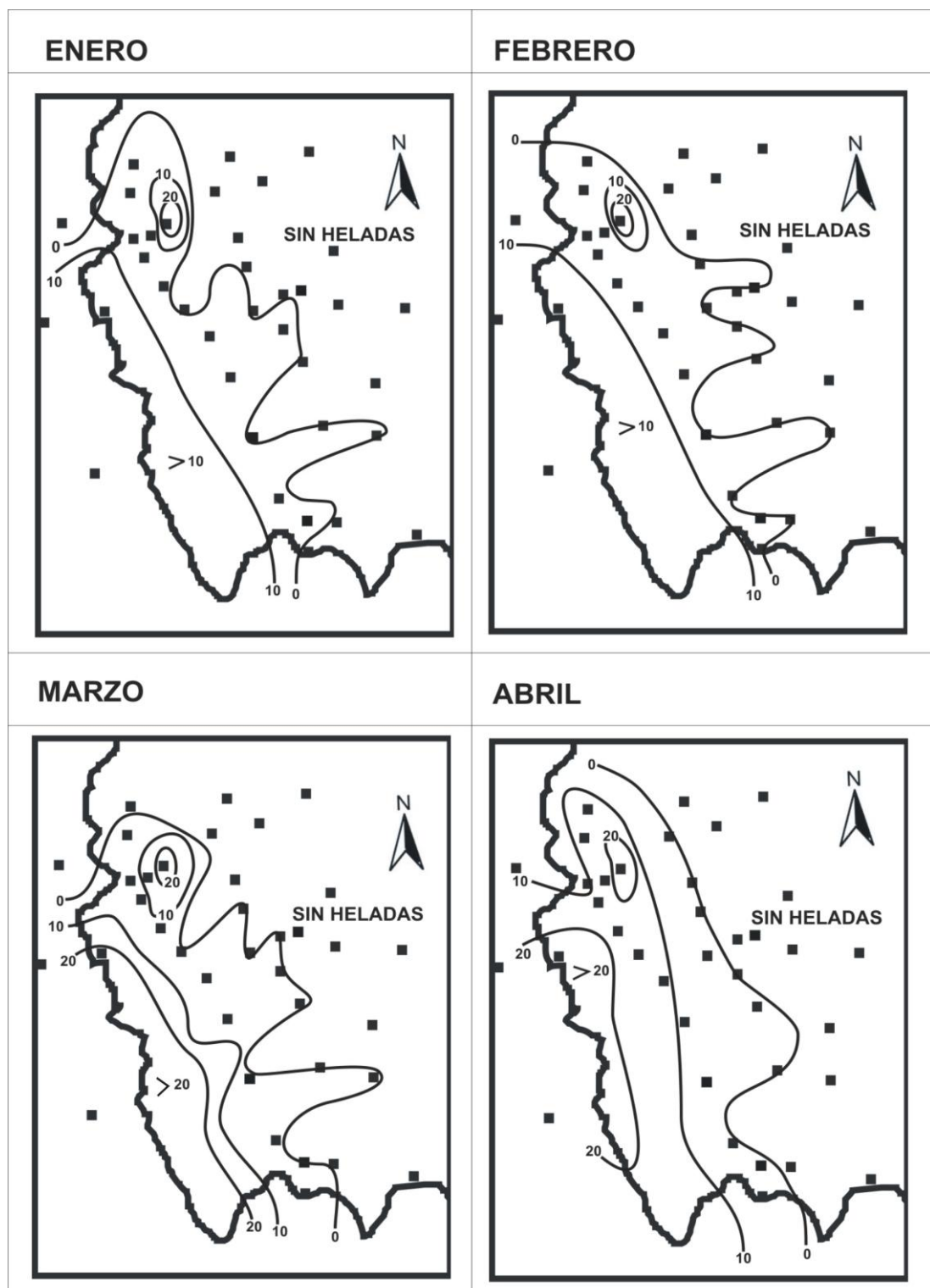


Figura 18

FRECUENCIA MEDIA DE DIAS CON HELADAS (días)

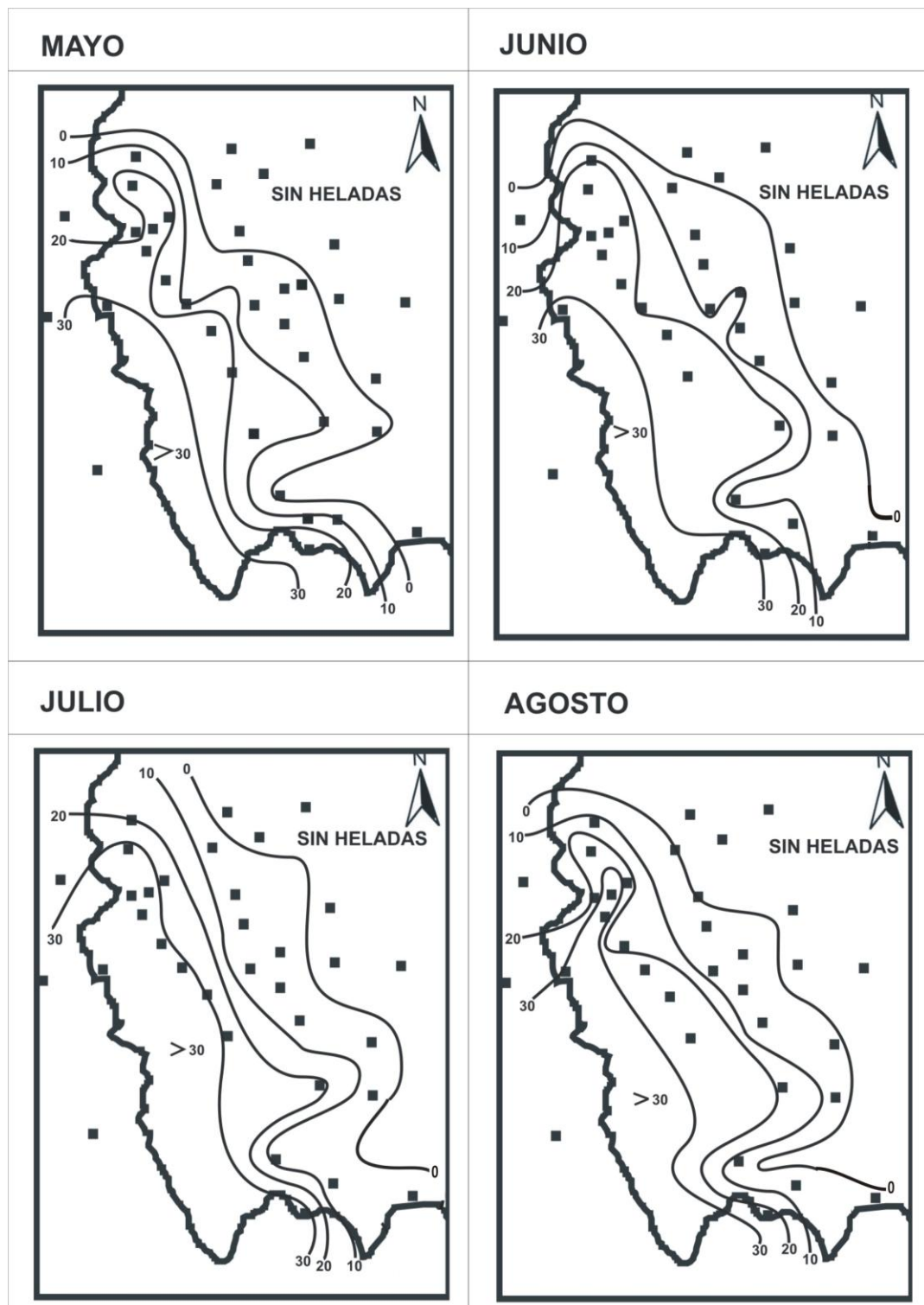


Figura 19

FRECUENCIA MEDIA DE DIAS CON HELADAS(días)

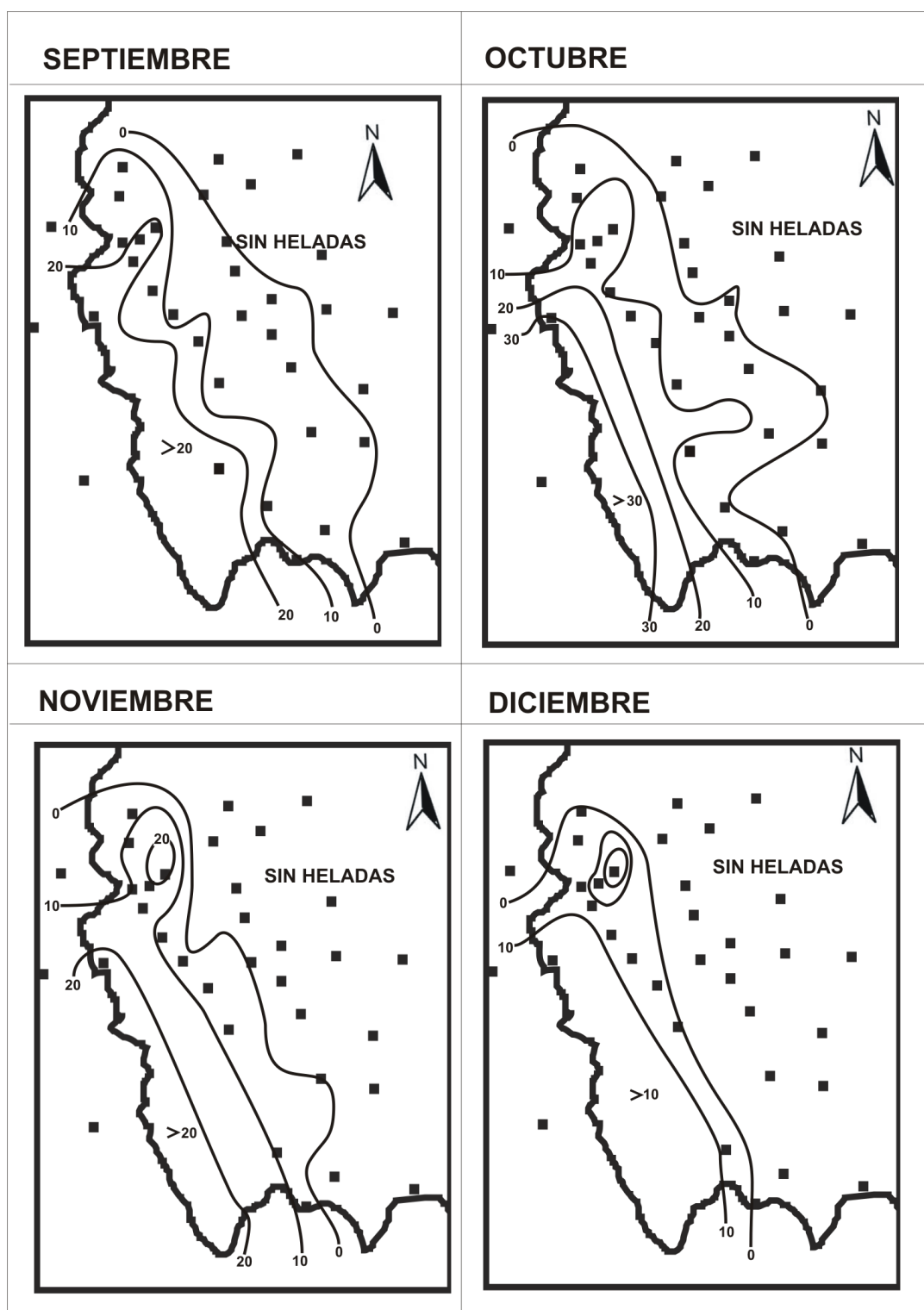
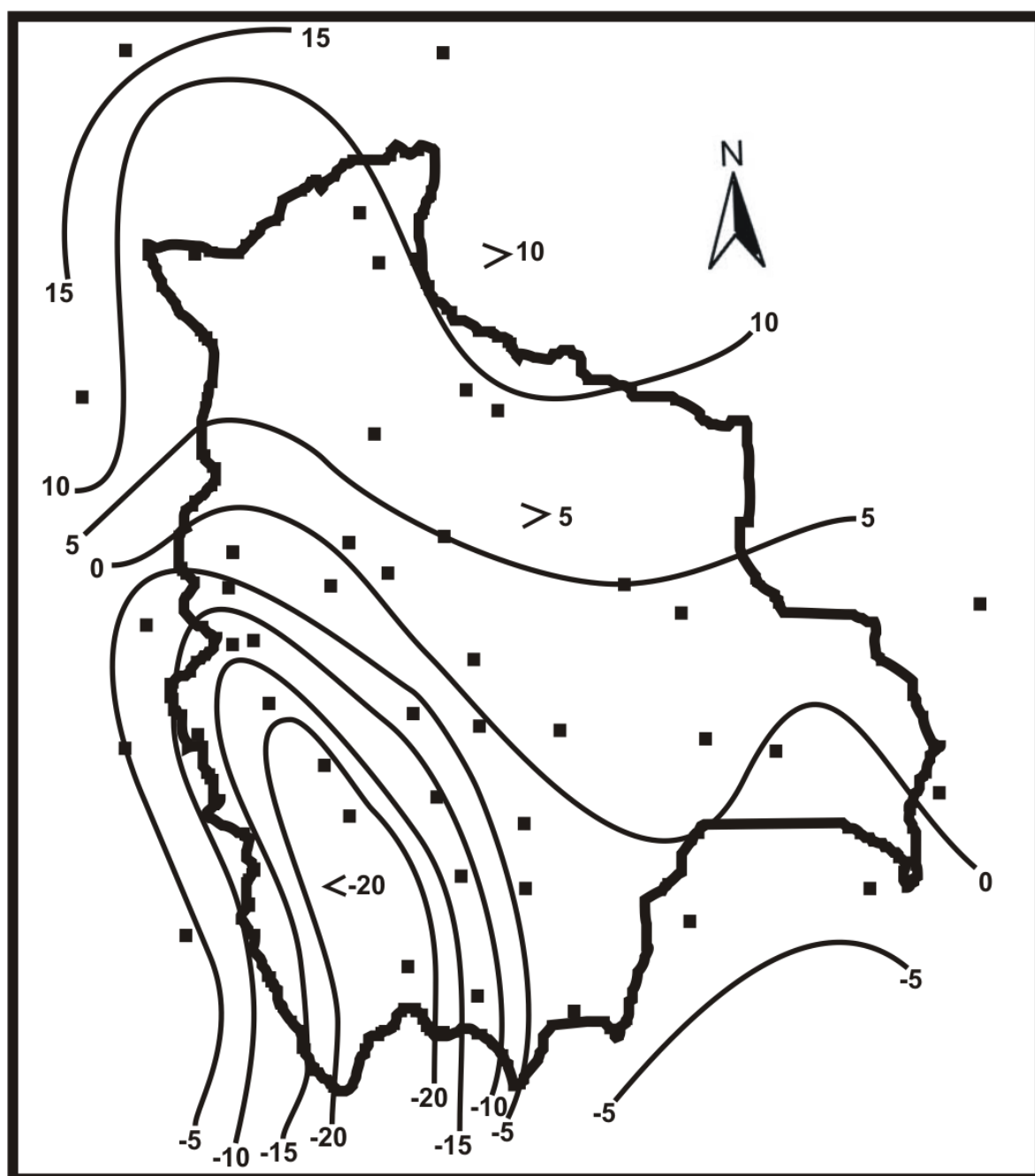


Figura 20

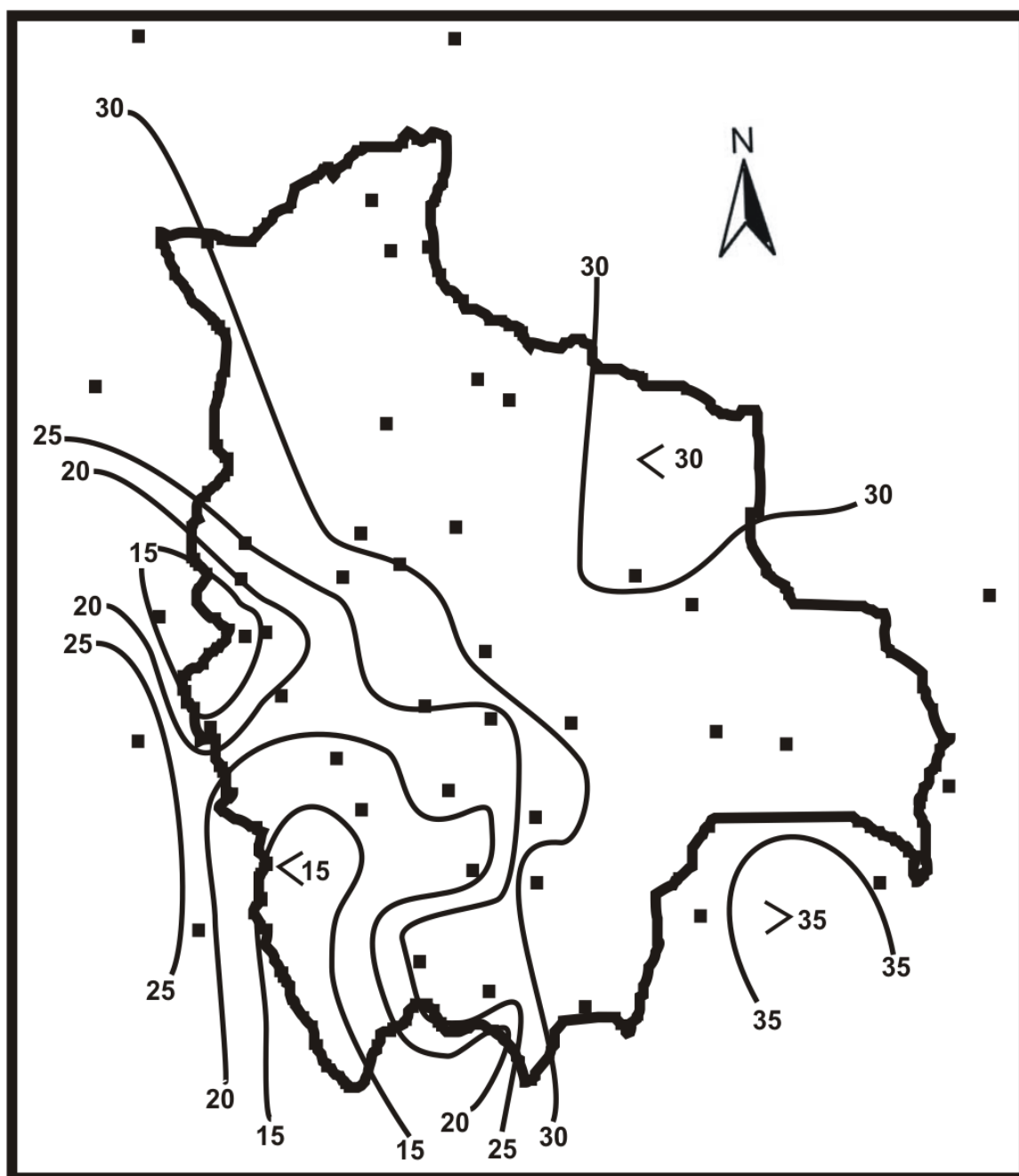
TEMPERATURA MINIMA ABSOLUTA



FUENTE: L.C.S.

Figura 21

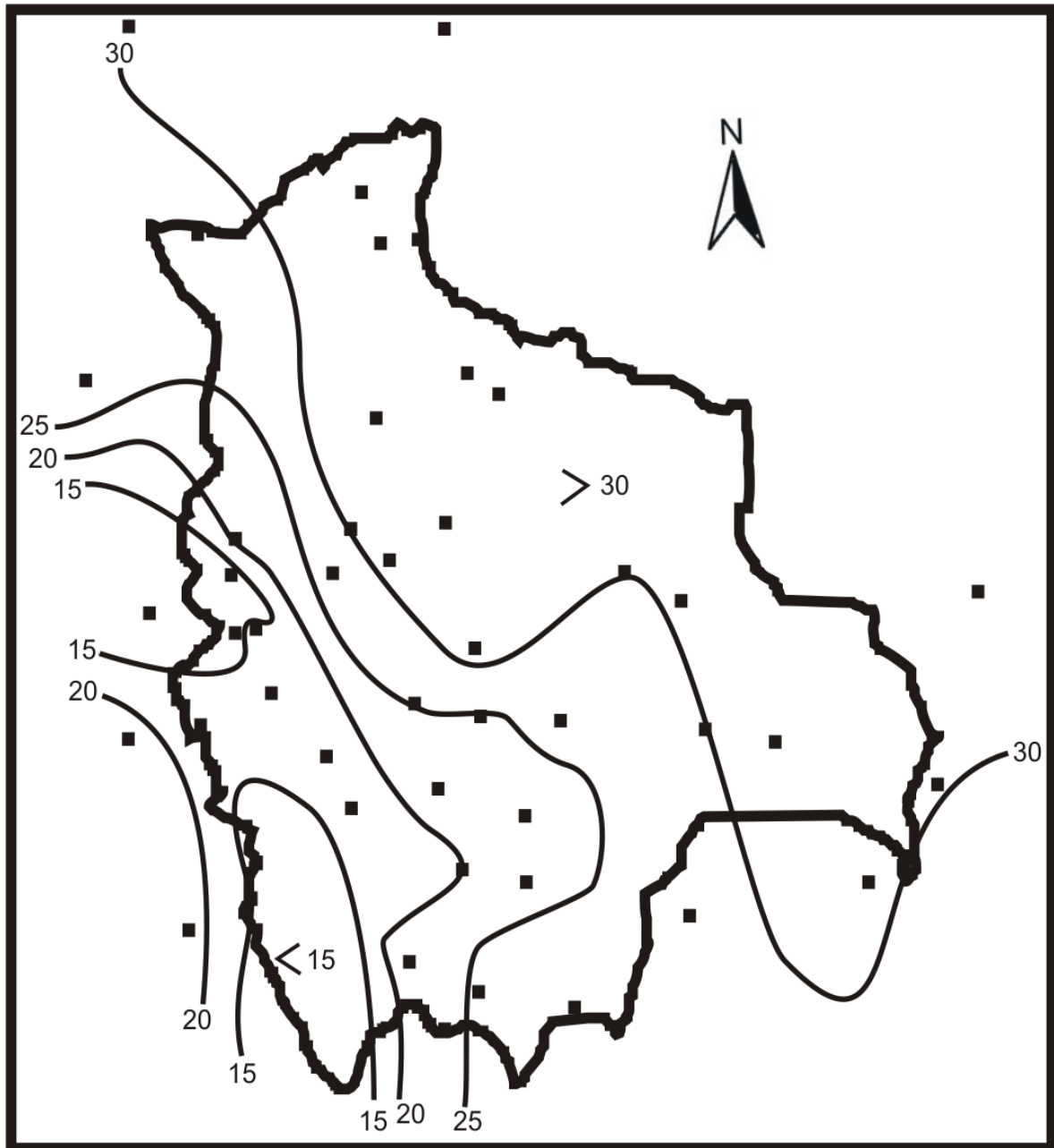
TEMPERATURA MAXIMA MEDIA ENERO (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 22

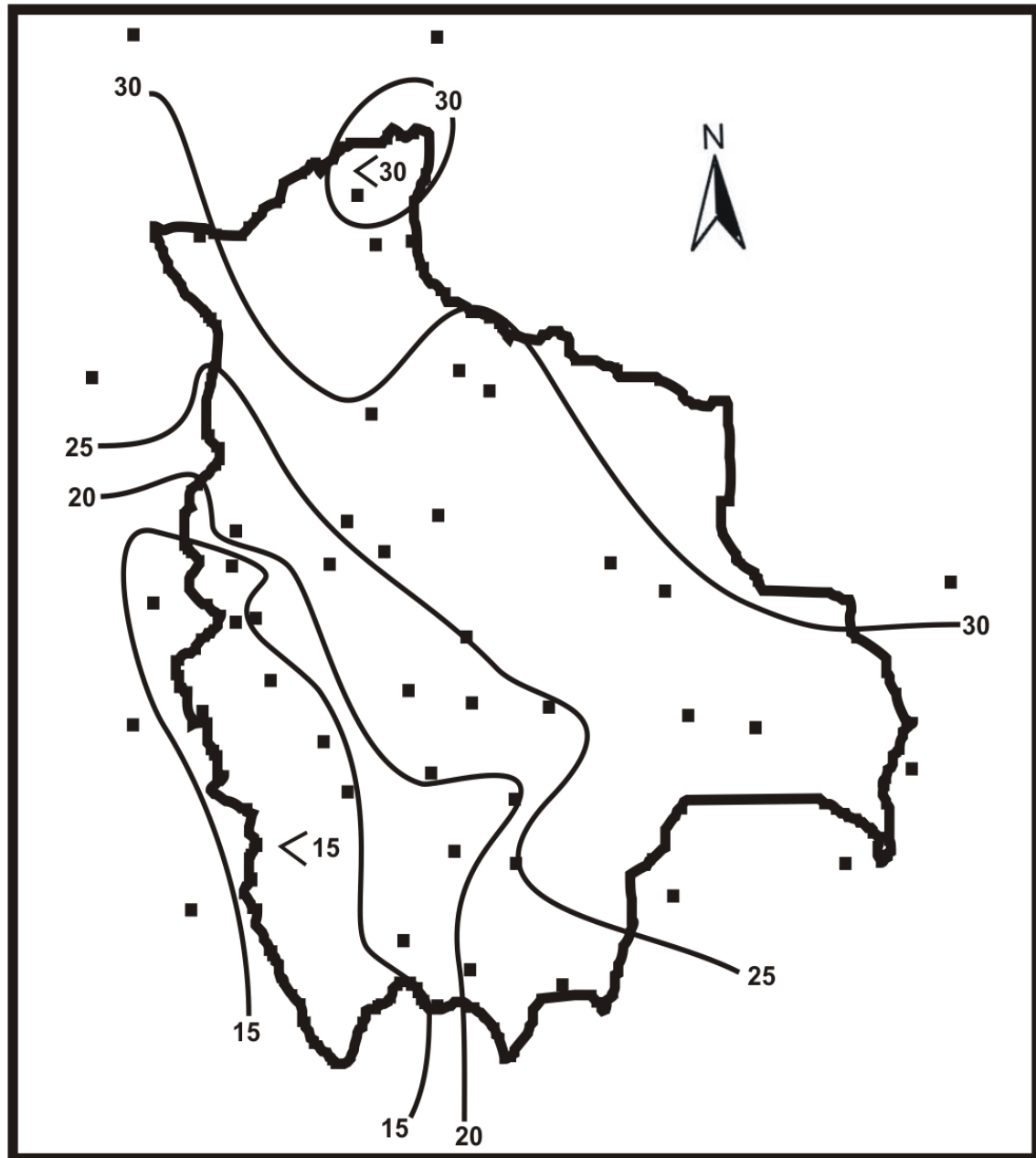
TEMPERATURA MAXIMA MEDIA ABRIL (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 23

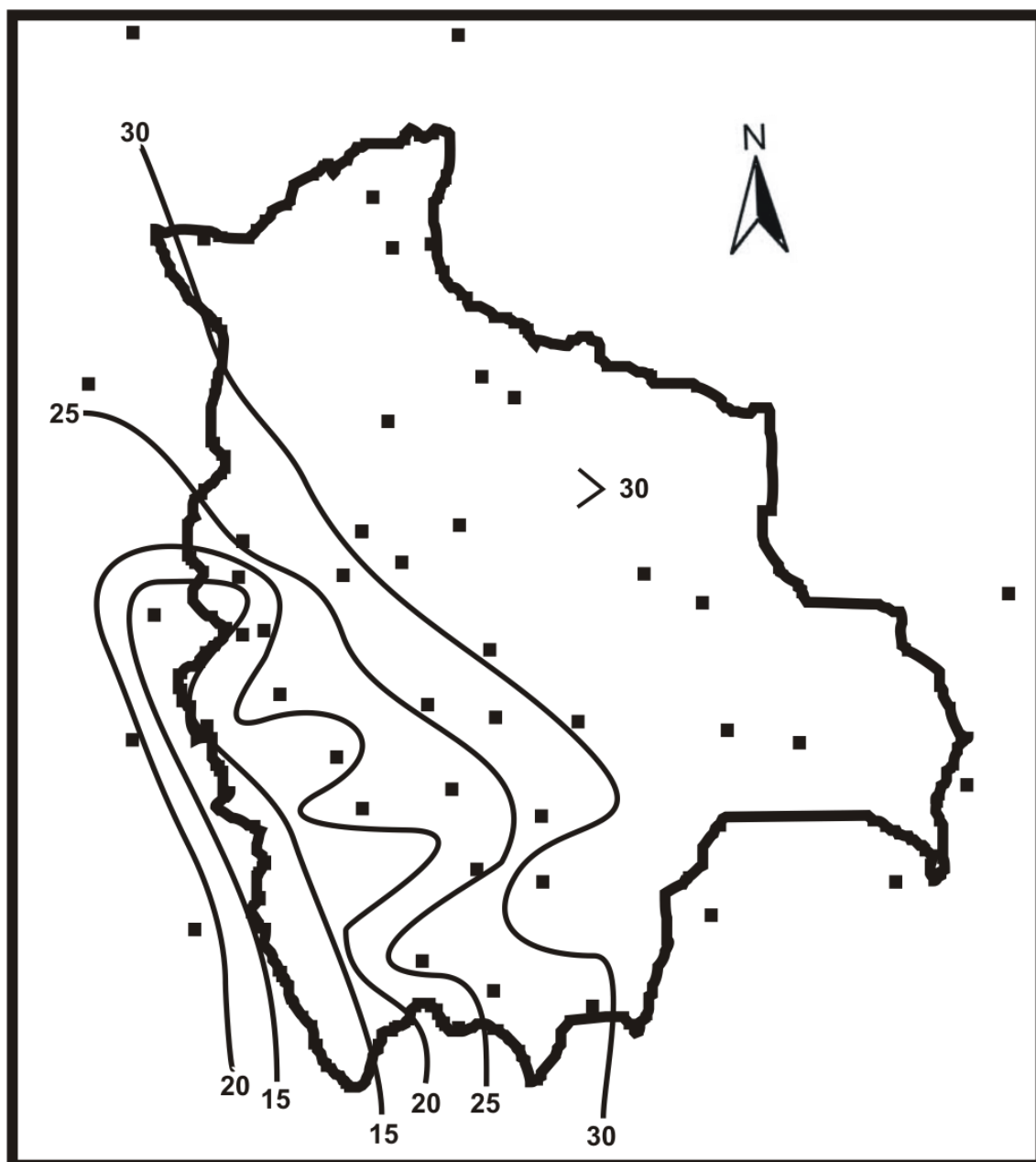
TEMPERATURA MAXIMA MEDIA JULIO (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 24

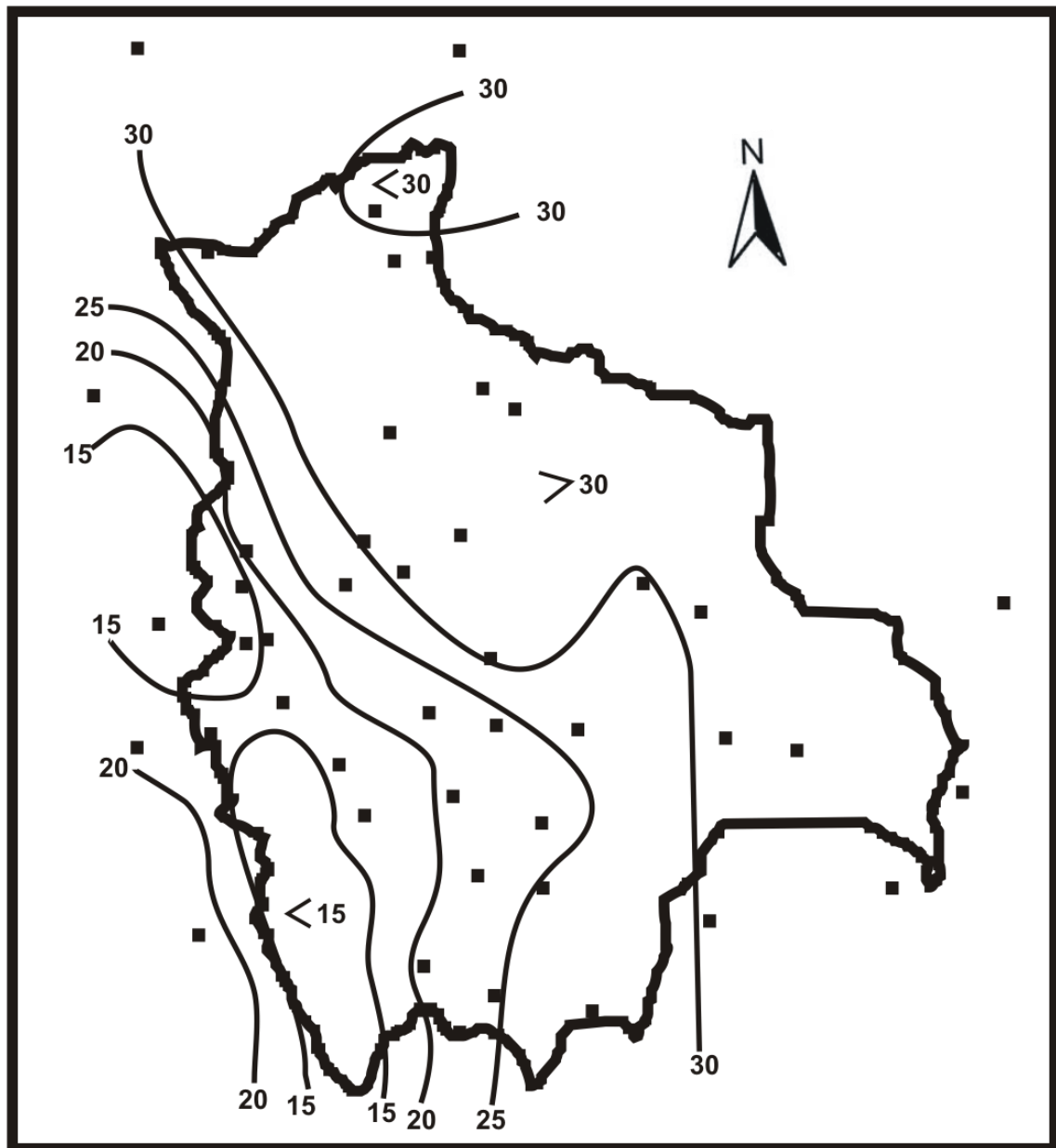
TEMPERATURA MAXIMA MEDIA OCTUBRE (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 25

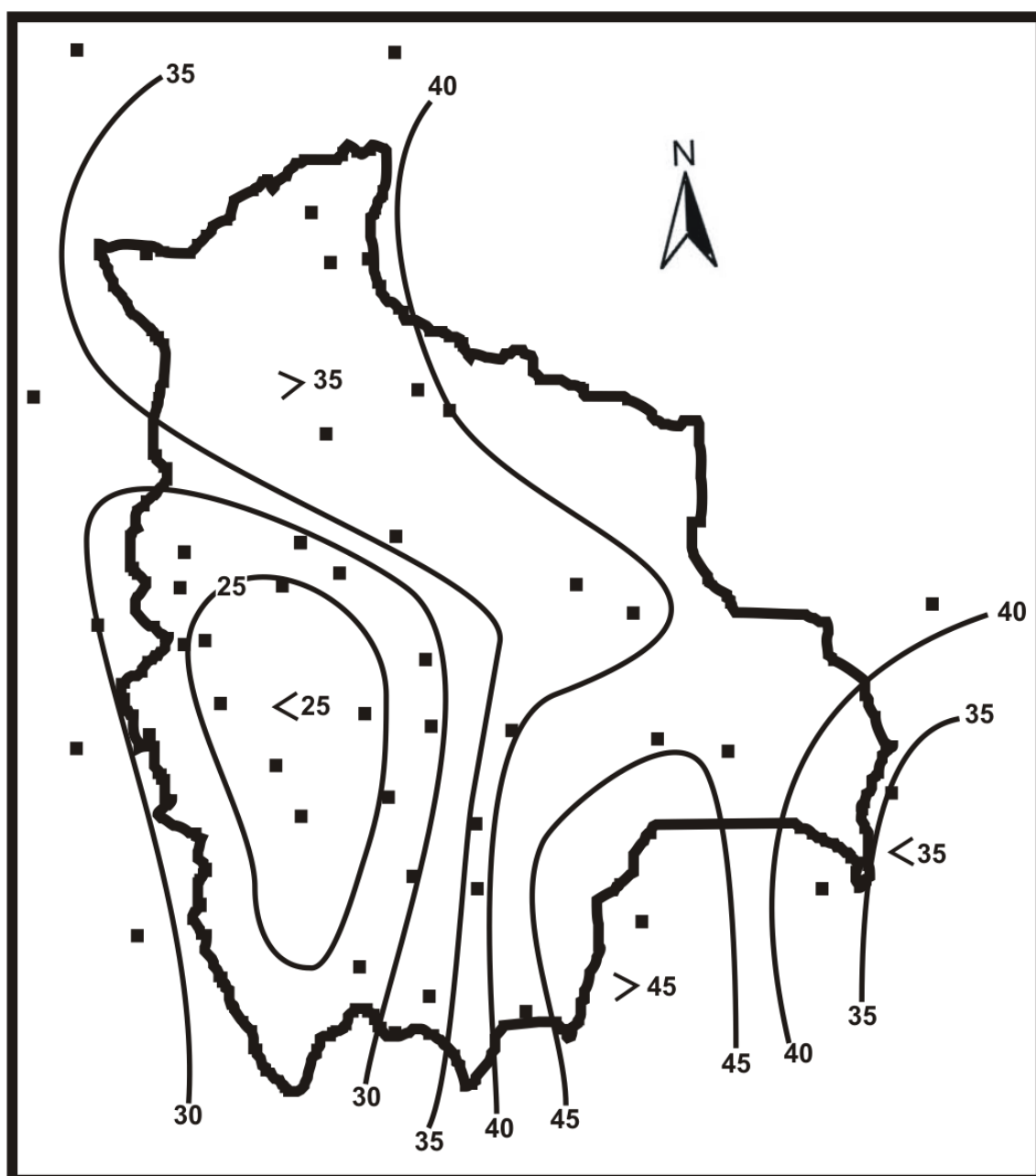
TEMPERATURA MAXIMA MEDIA ANUAL (°C)



FUENTE: L.C.S.

Figura 26

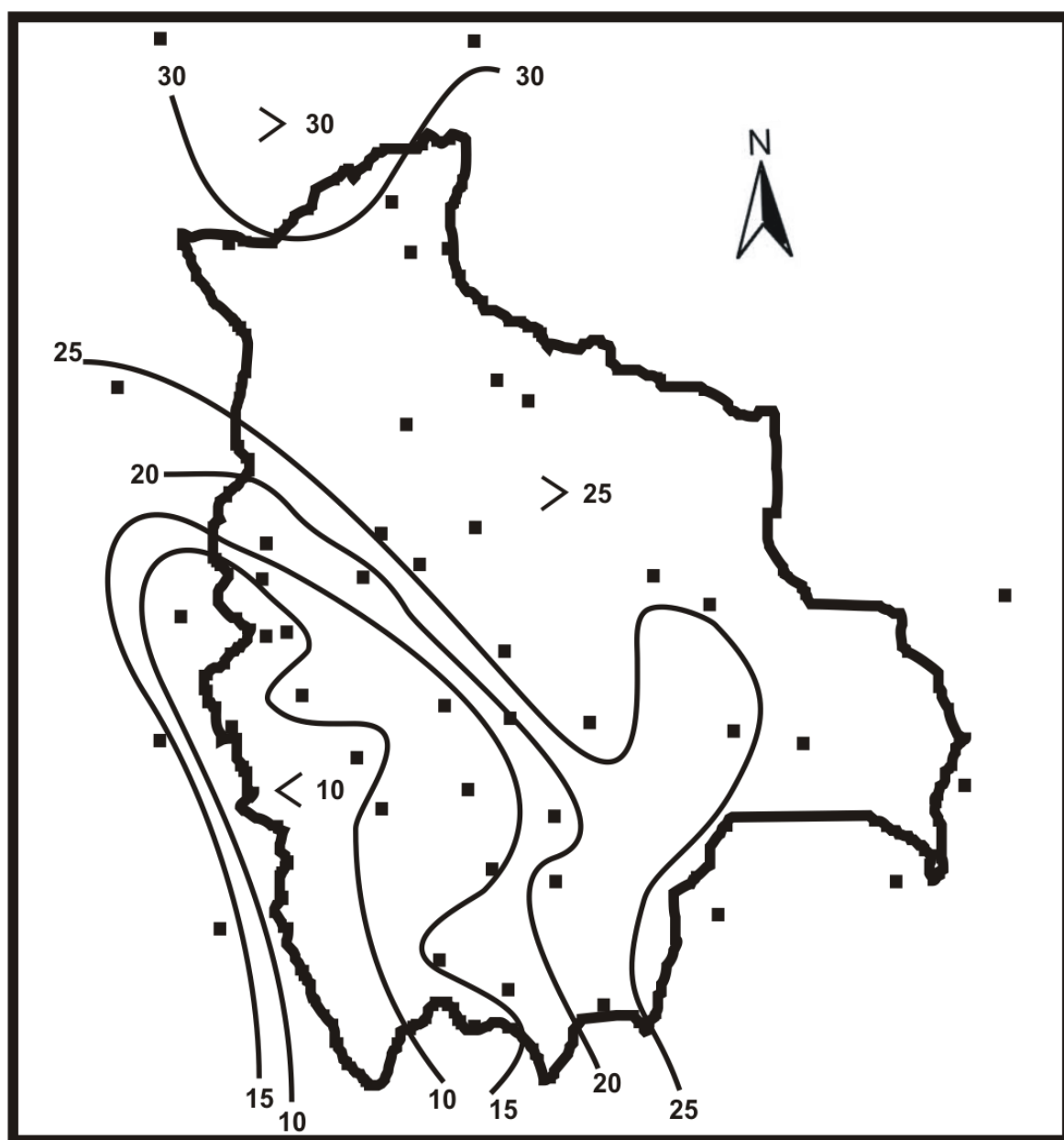
TEMPERATURA MAXIMA ABSOLUTA



FUENTE: L.C.S.

Figura 27

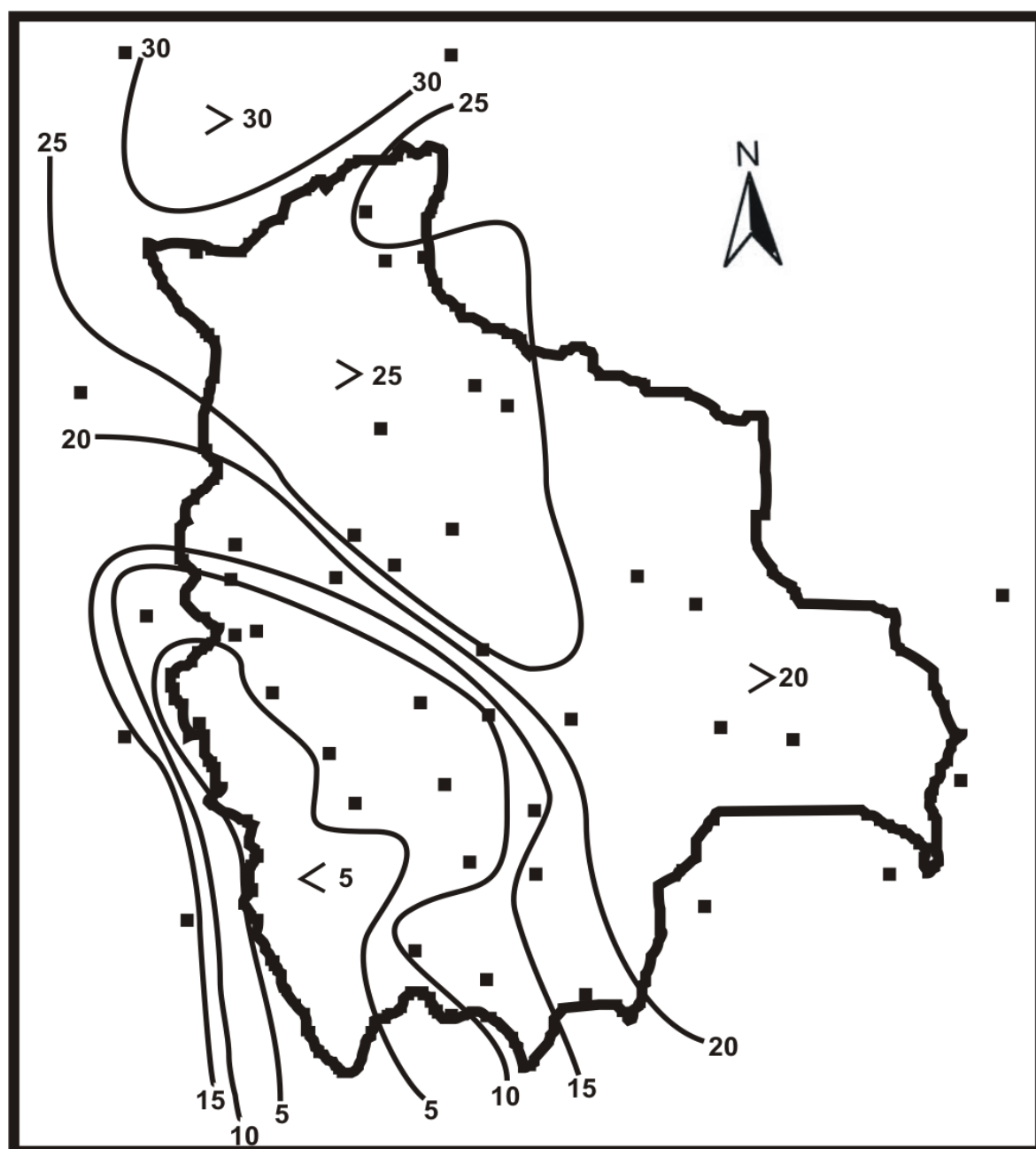
TENSION VAPOR MEDIA ENERO (mb)



FUENTE: L.C.S

Figura 28

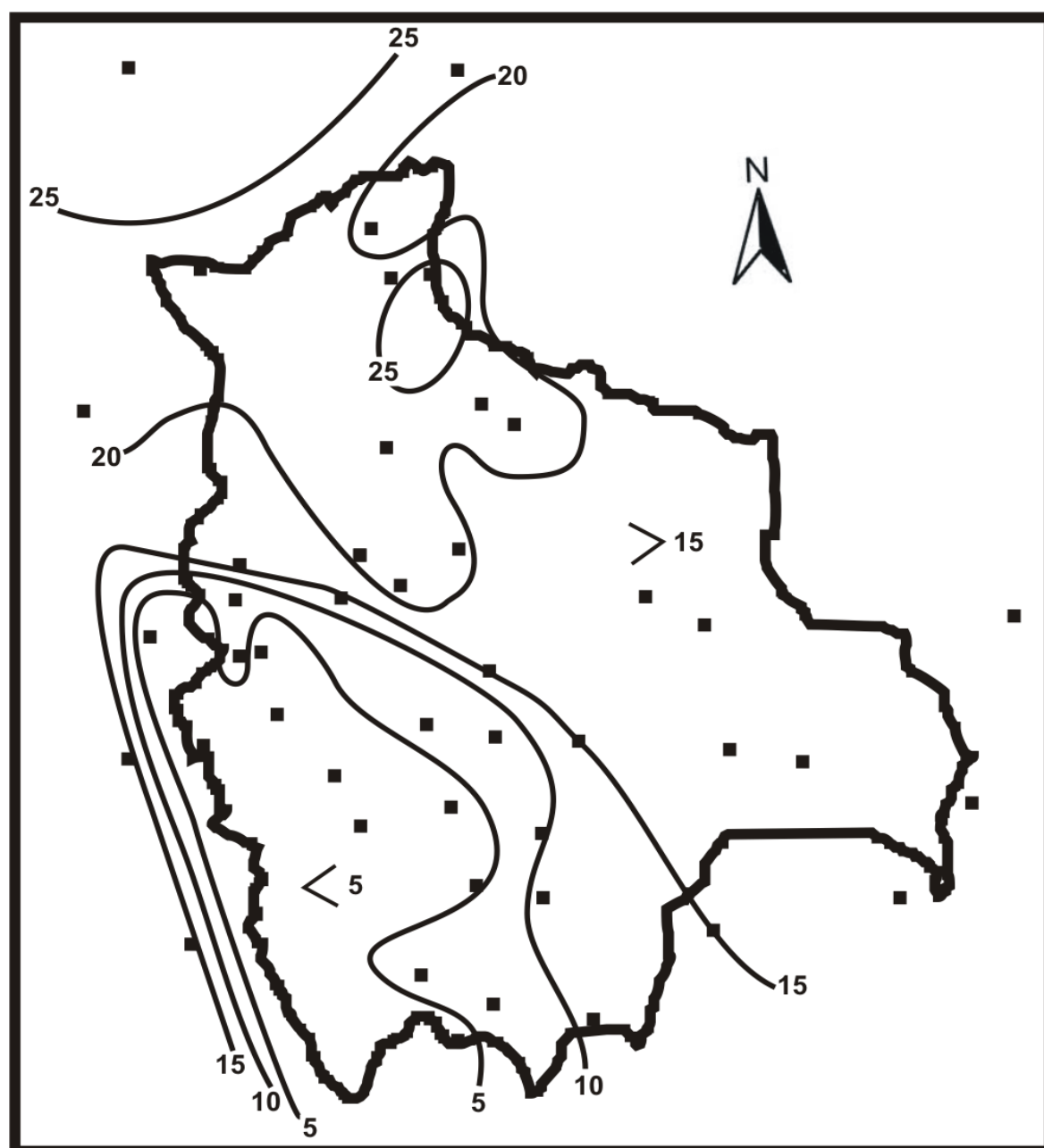
TENSION DE VAPOR MEDIA ABRIL (mb)



FUENTE: L.C.S.

Figura 29

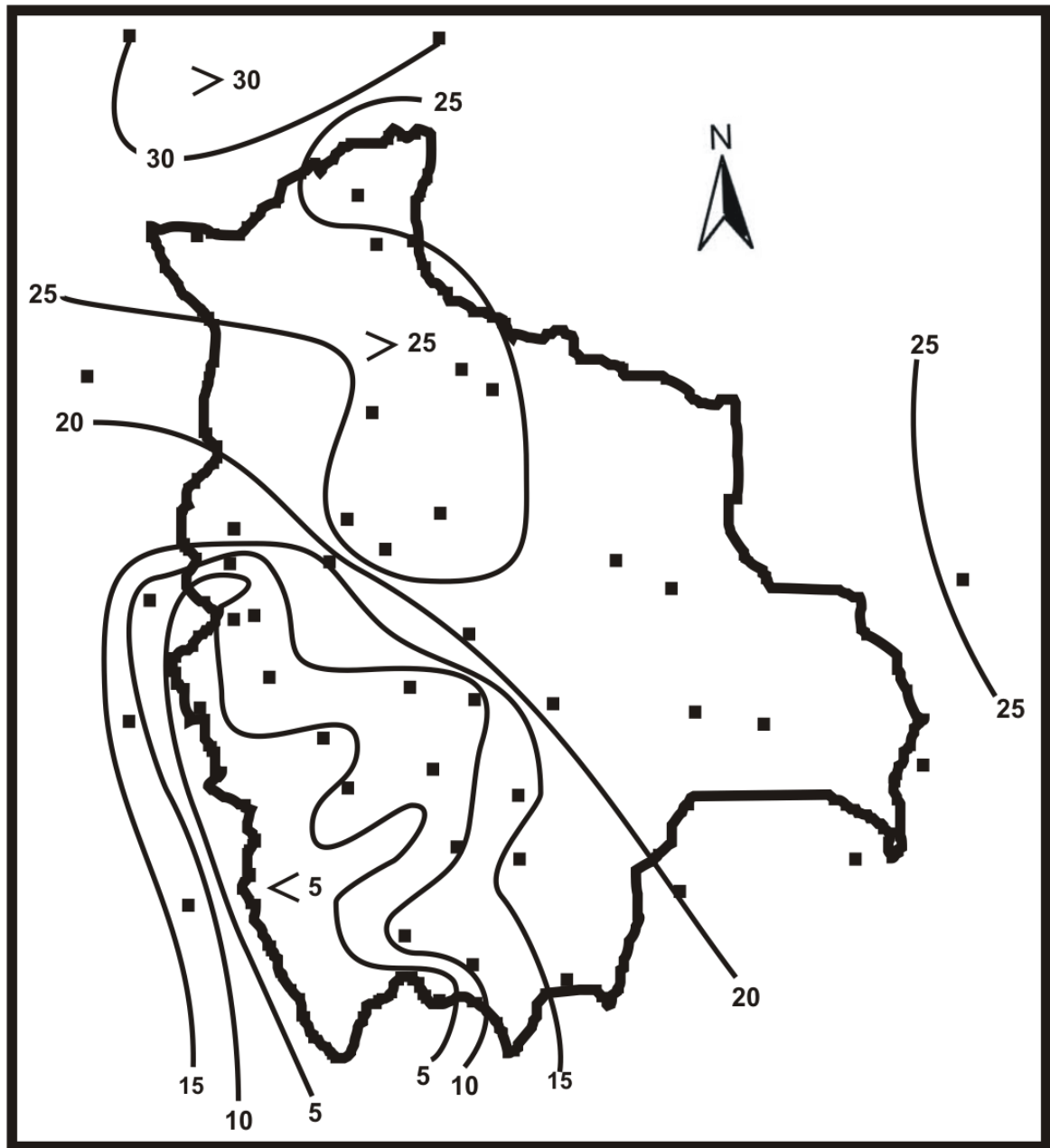
TENSION VAPOR MEDIA JULIO (mb)



FUENTE: L.C.S.

Figura 30

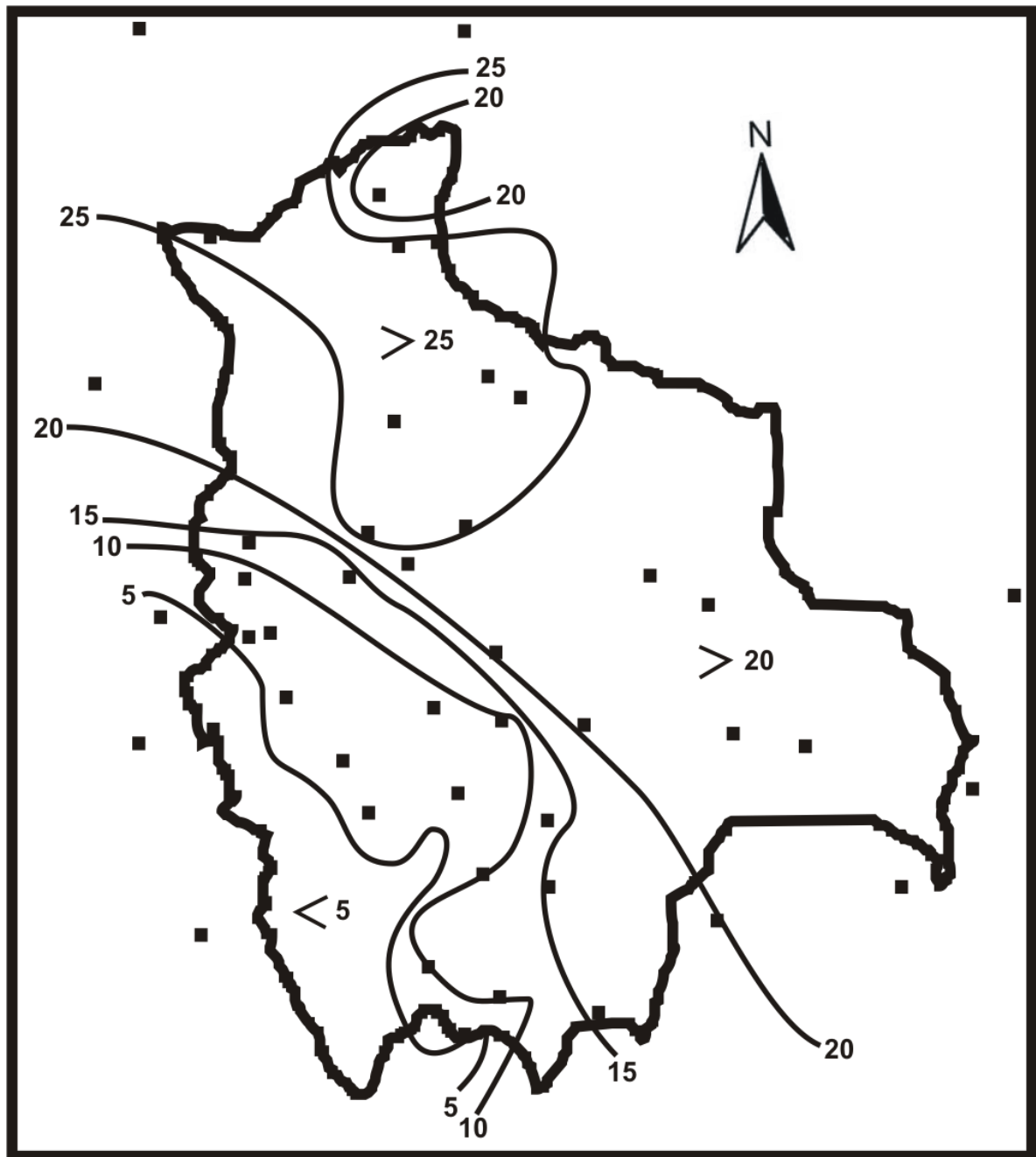
TENSION VAPOR MEDIA OCTUBRE (mb)



FUENTE: L.C.S.

Figura 31

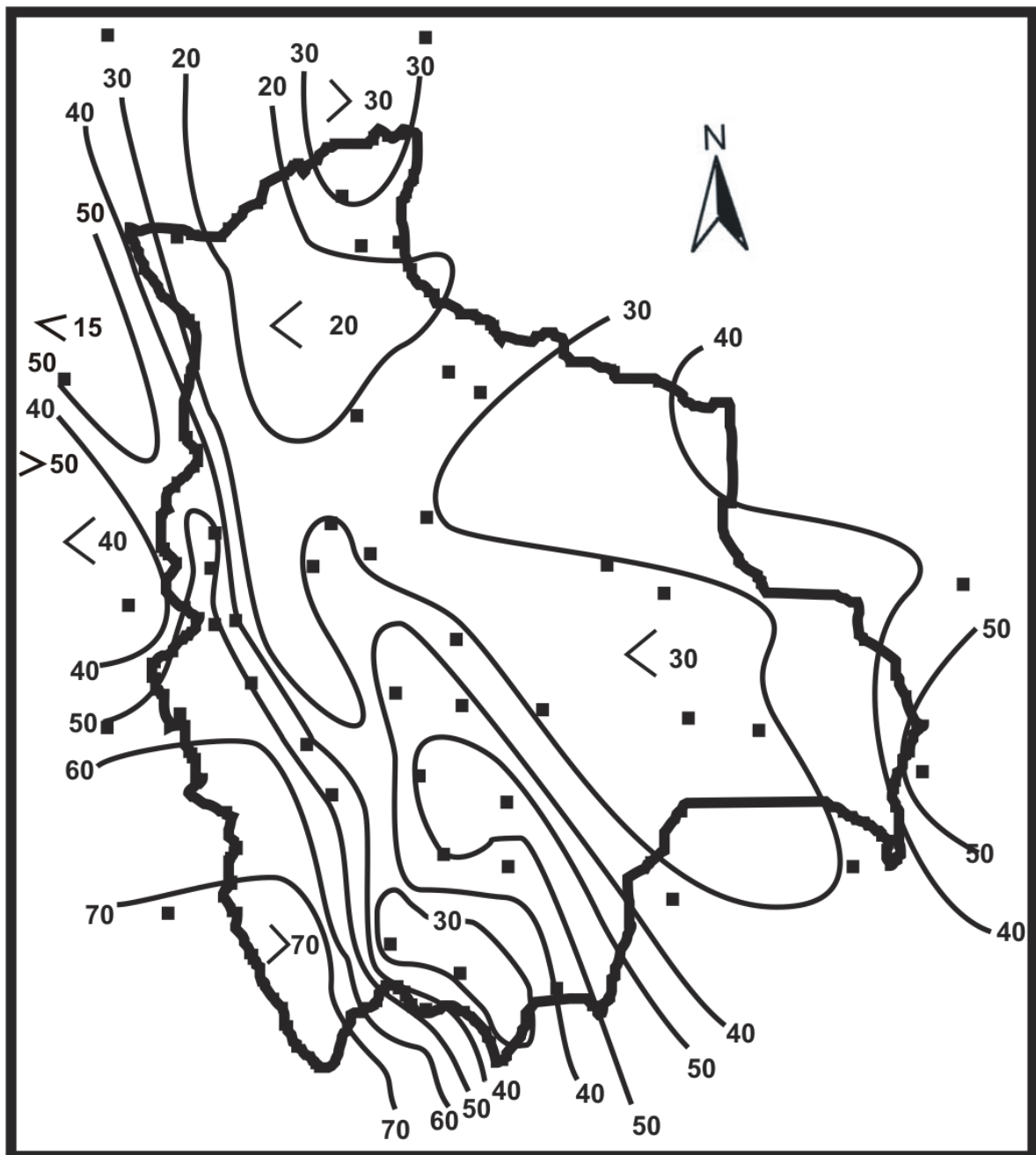
TENSION VAPOR MEDIA ANUAL (mb)



FUENTE: L.C.S.

Figura 32

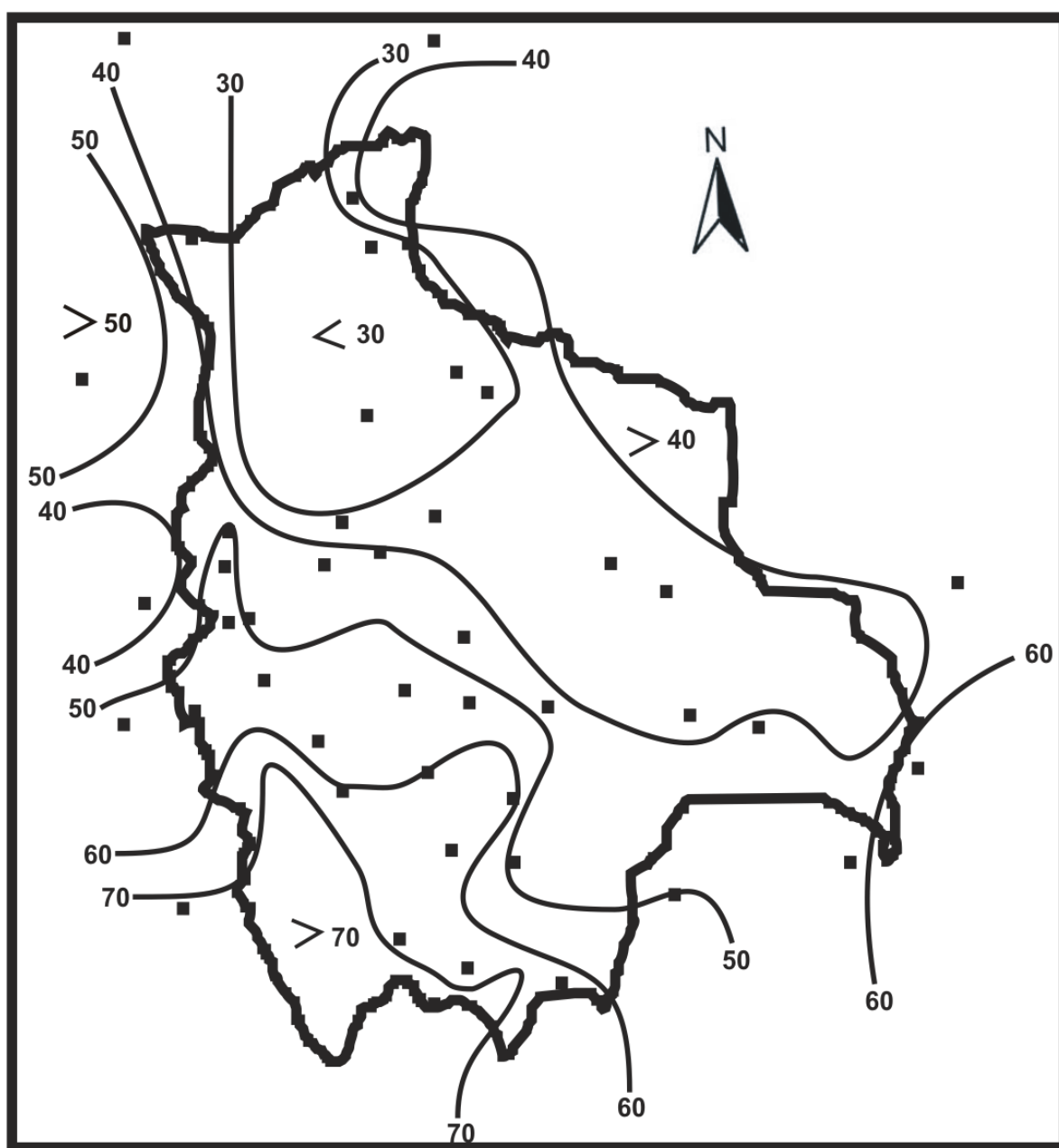
HELIOFANIA RELATIVA MEDIA ENERO (%)



FUENTE: L.C.S.

Figura 33

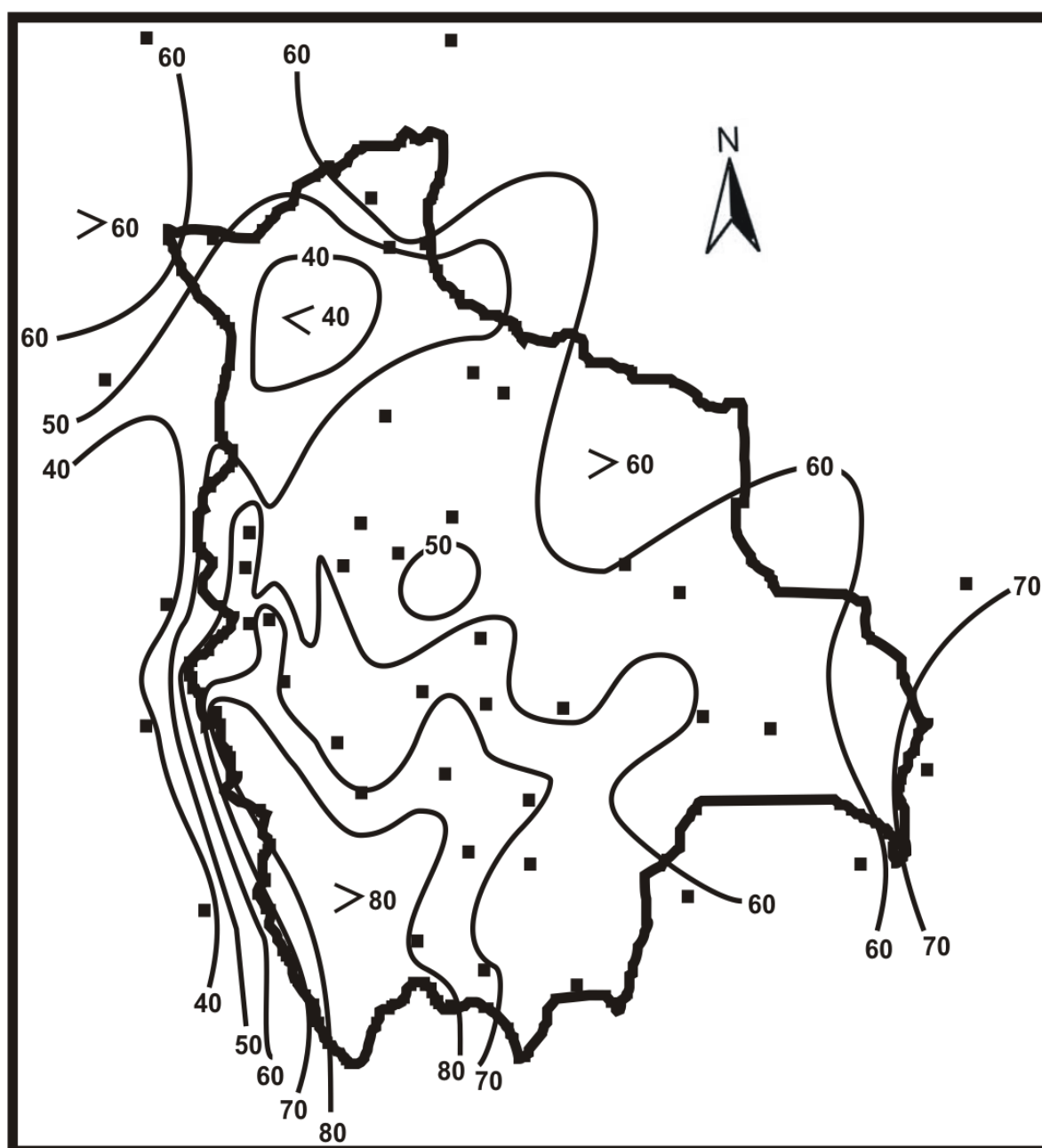
HELIOFANIA RELATIVA MEDIA ABRIL (%)



FUENTE: L.C.S.

Figura 34

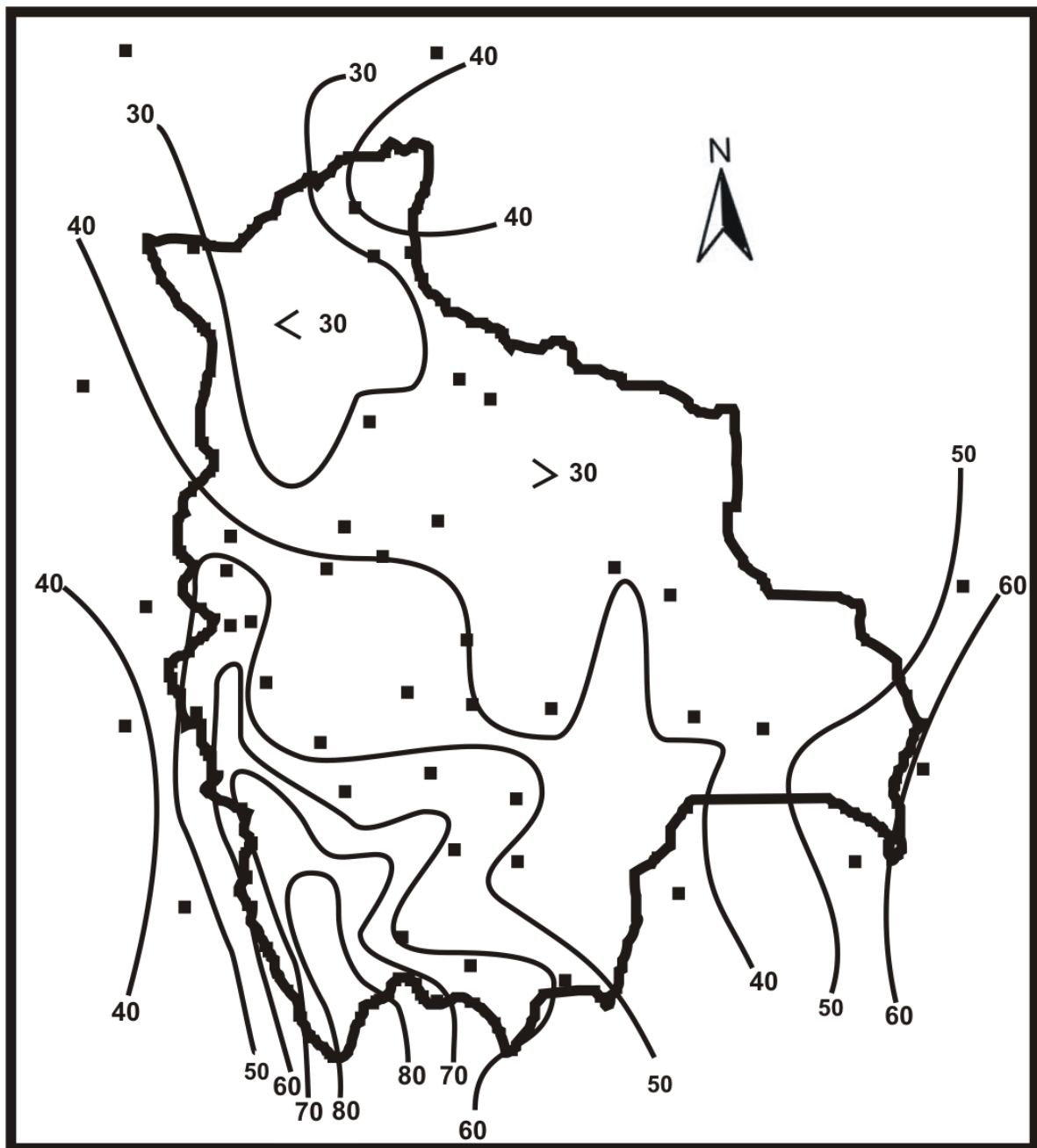
HELIOFANIA RELATIVA MEDIA JULIO (%)



FUENTE: L.C.S.

Figura 35

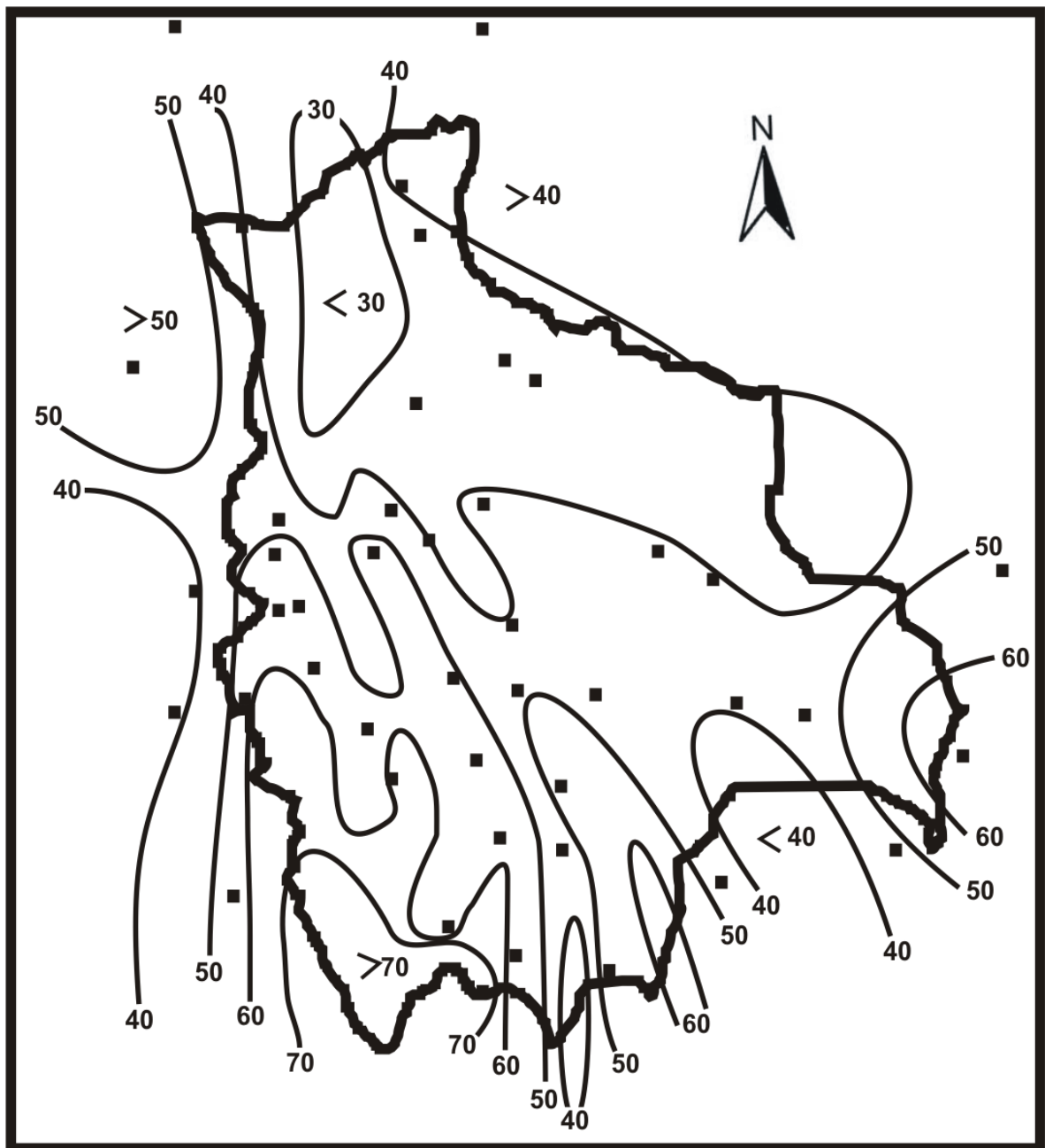
HELIOFANIA RELATIVA MEDIA OCTUBRE (%)



FUENTE: L.C.S.

Figura 36

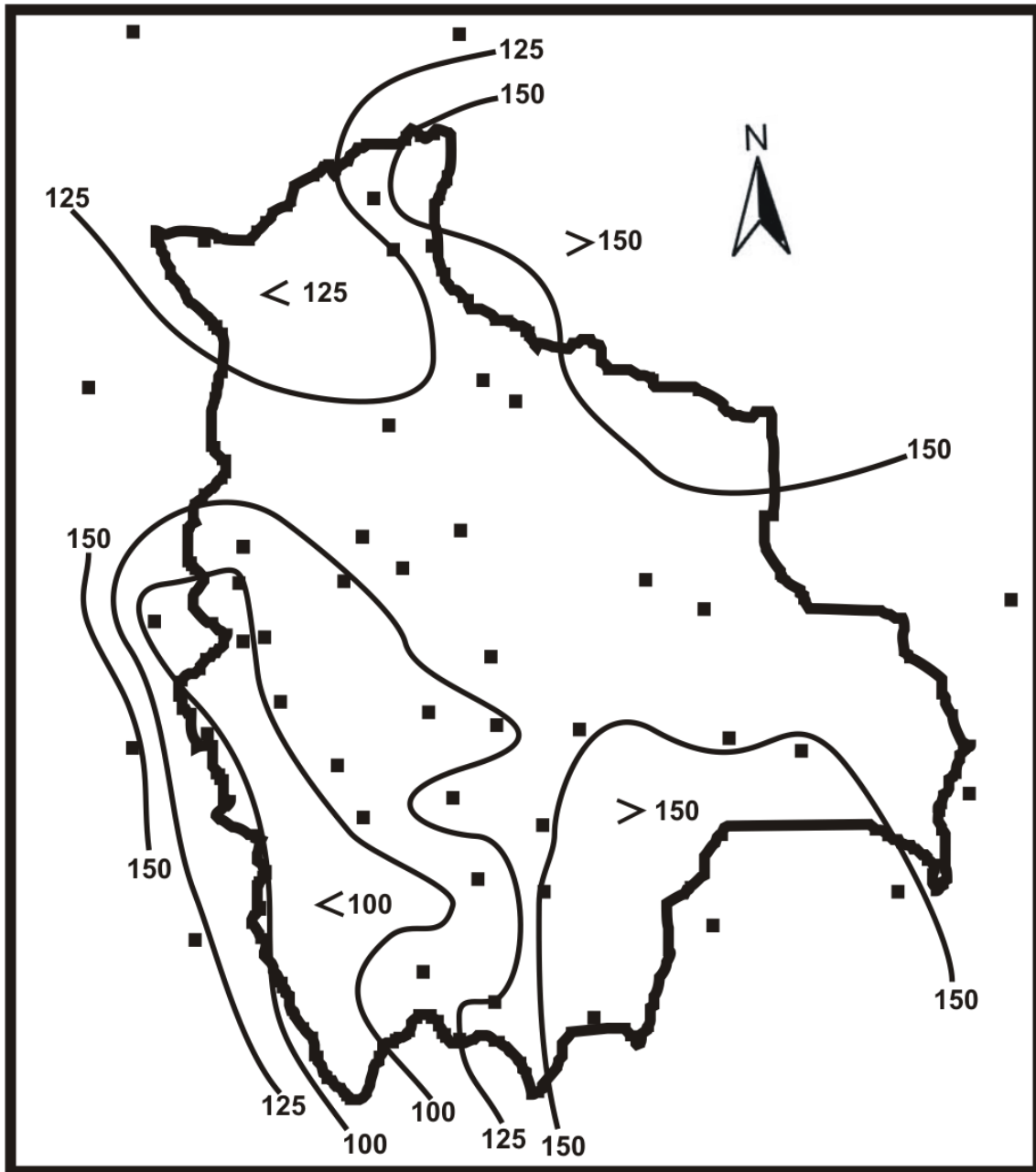
HELIOFANIA RELATIVA MEDIA ANUAL (%)



FUENTE: L.C.S.

Figura 37

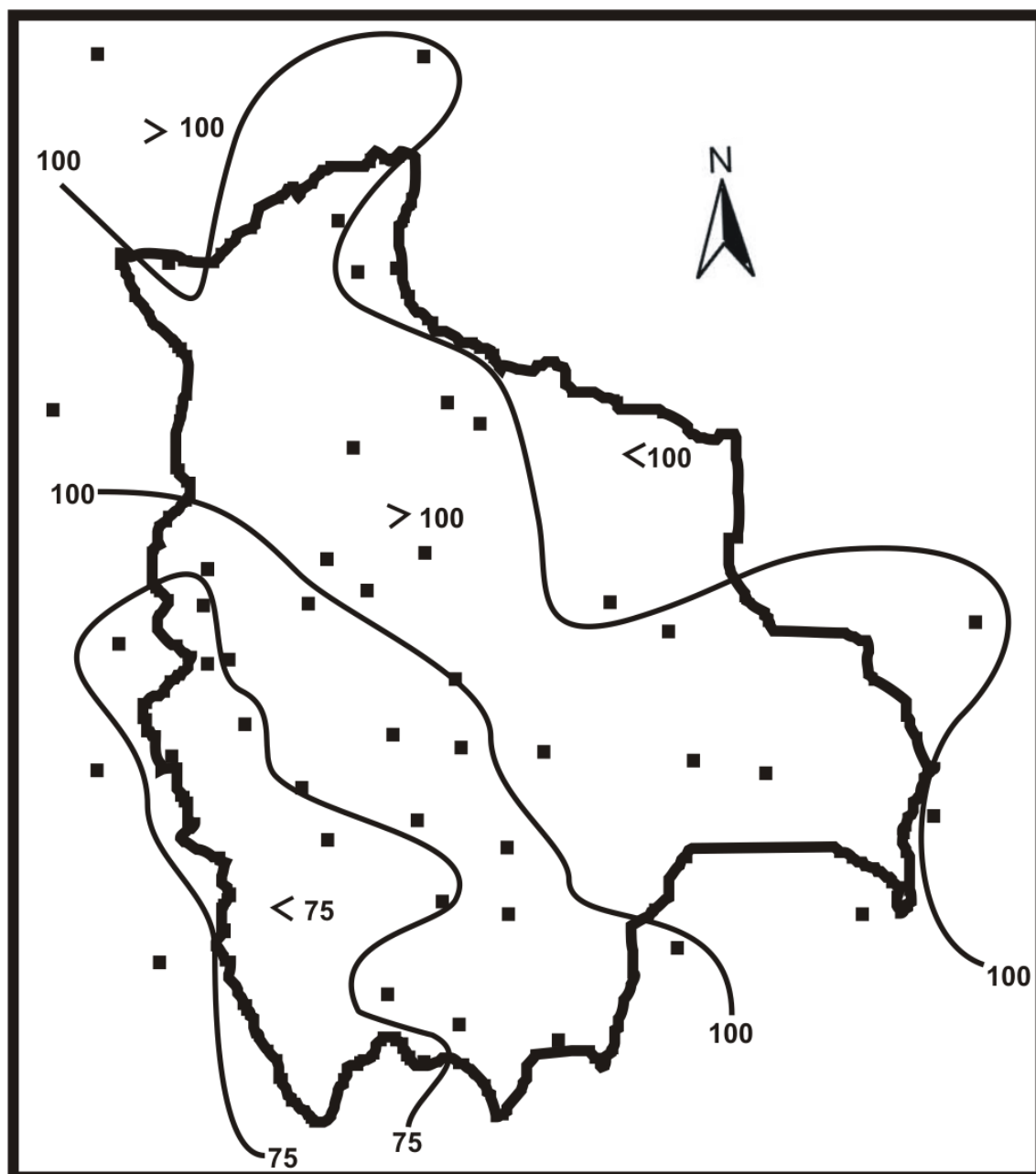
EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MEDIA
ENERO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 38

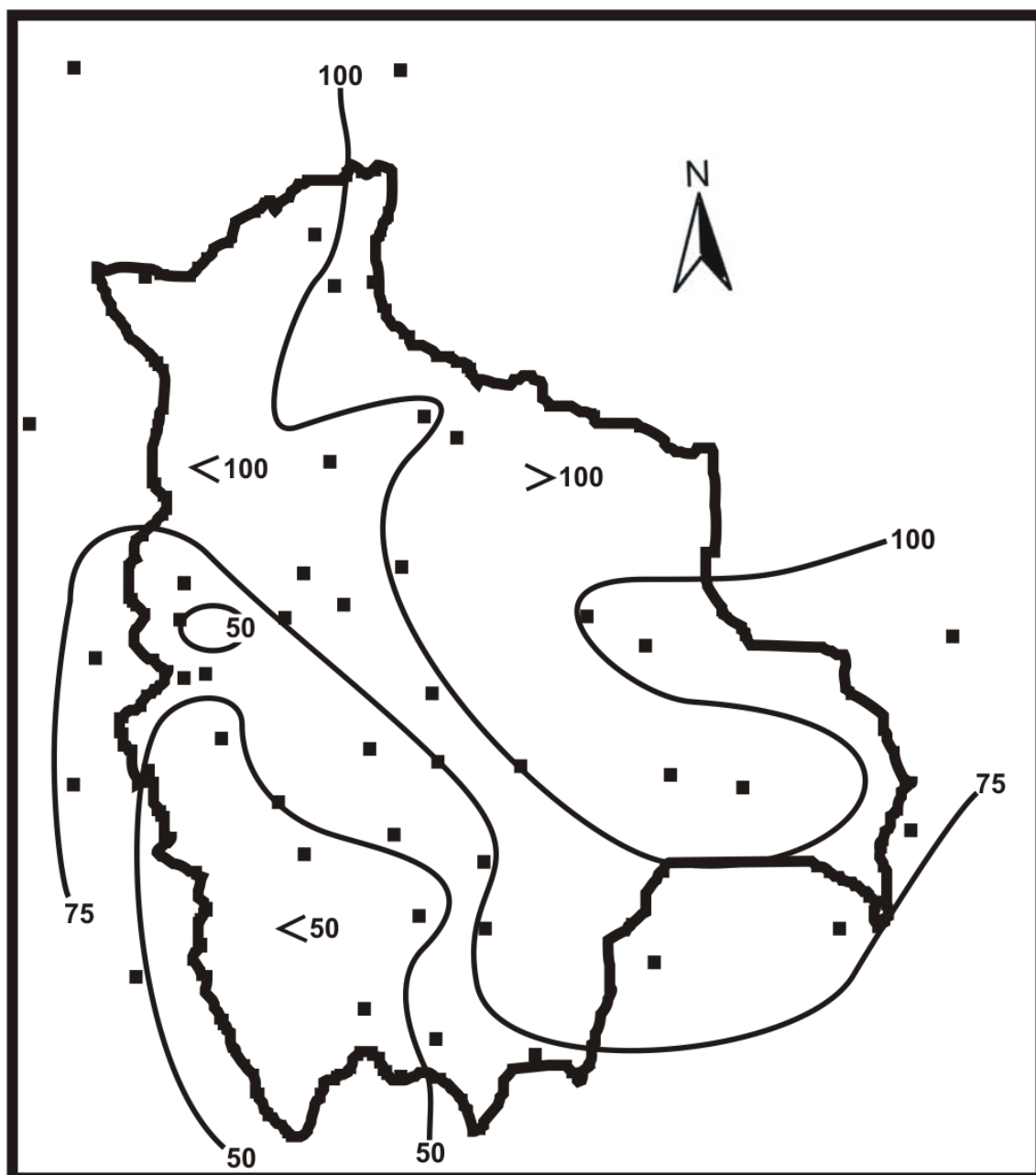
EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MEDIA
ABRIL (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 39

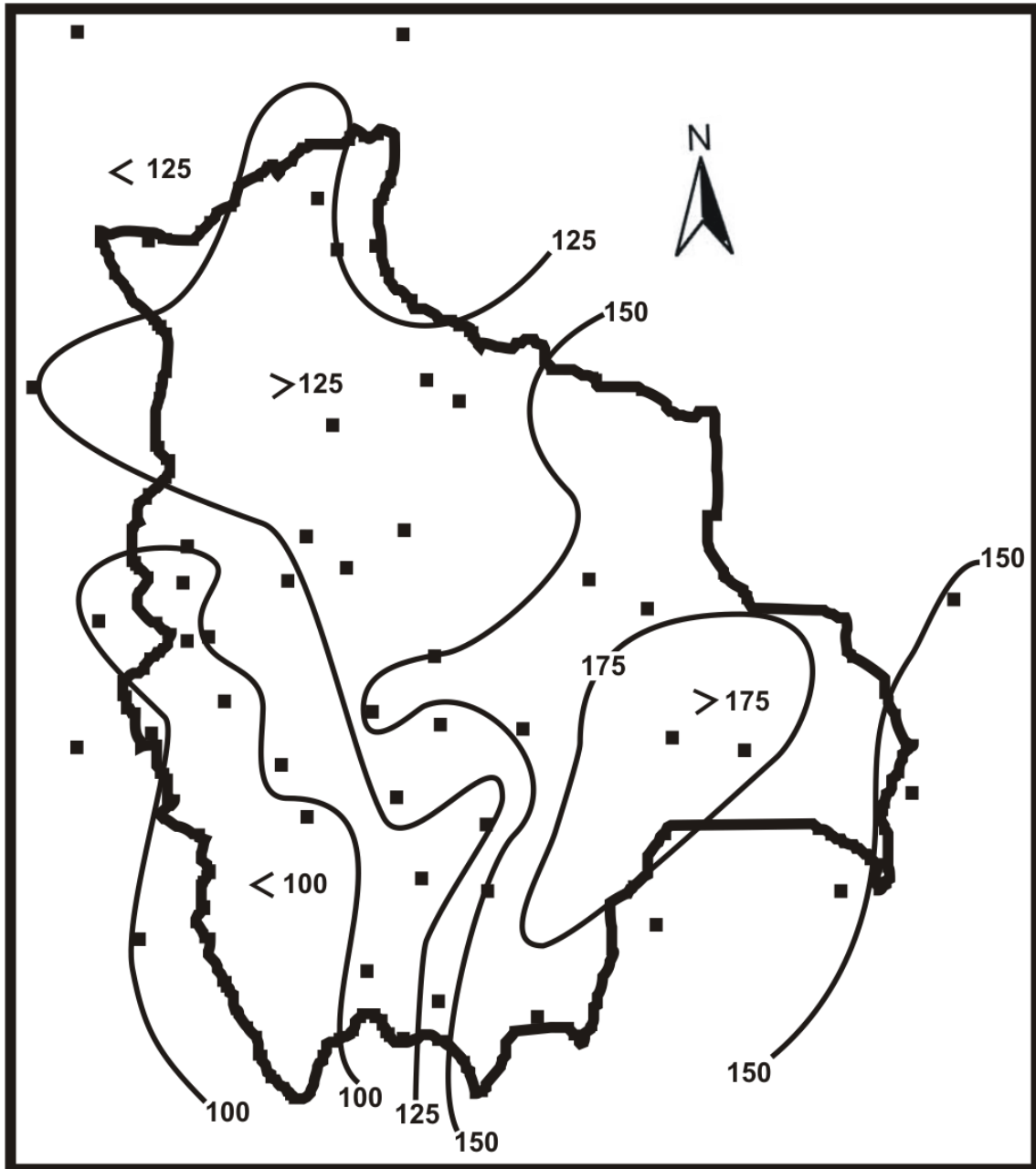
EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MEDIA
JULIO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 40

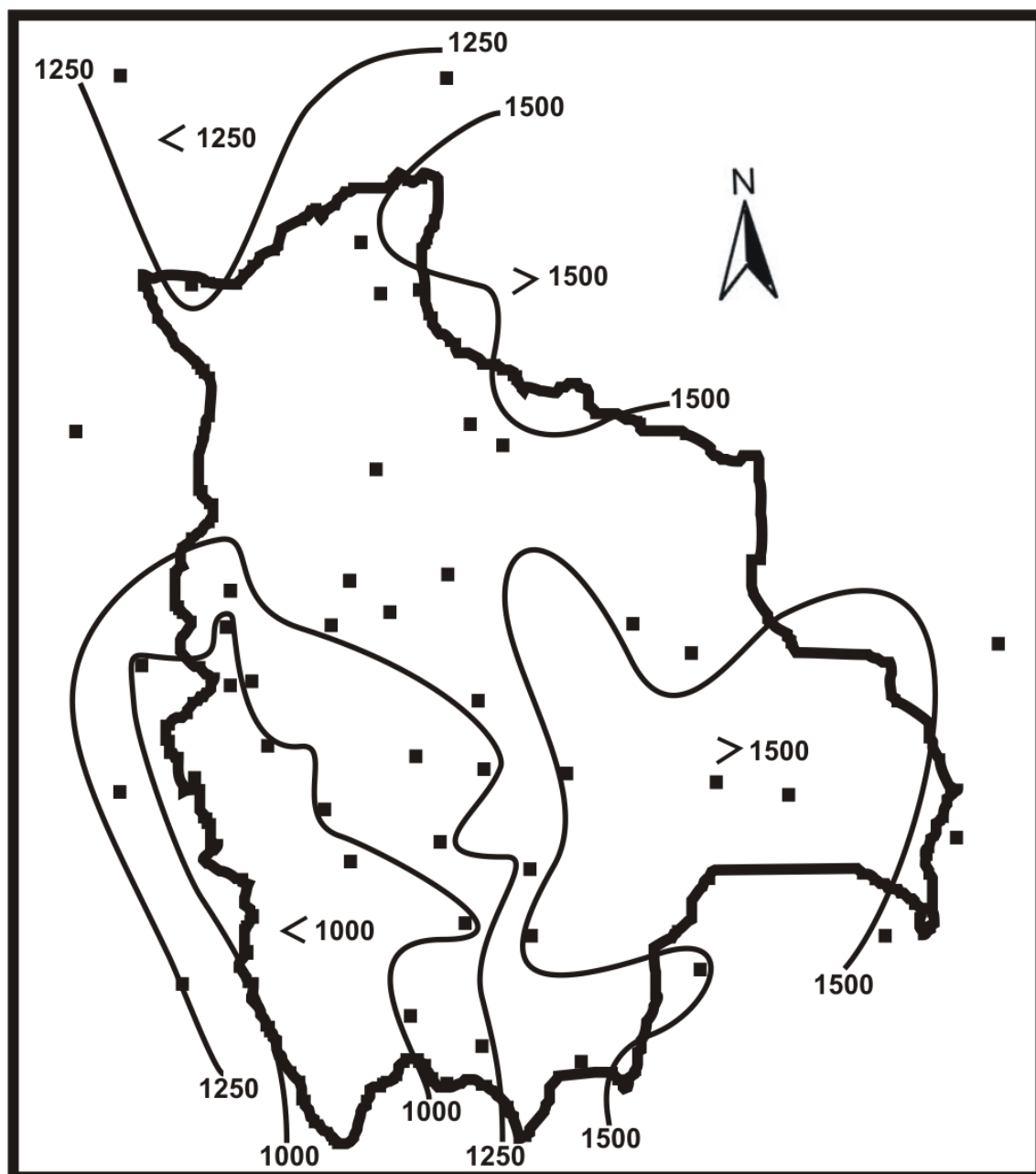
EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MEDIA
OCTUBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 41

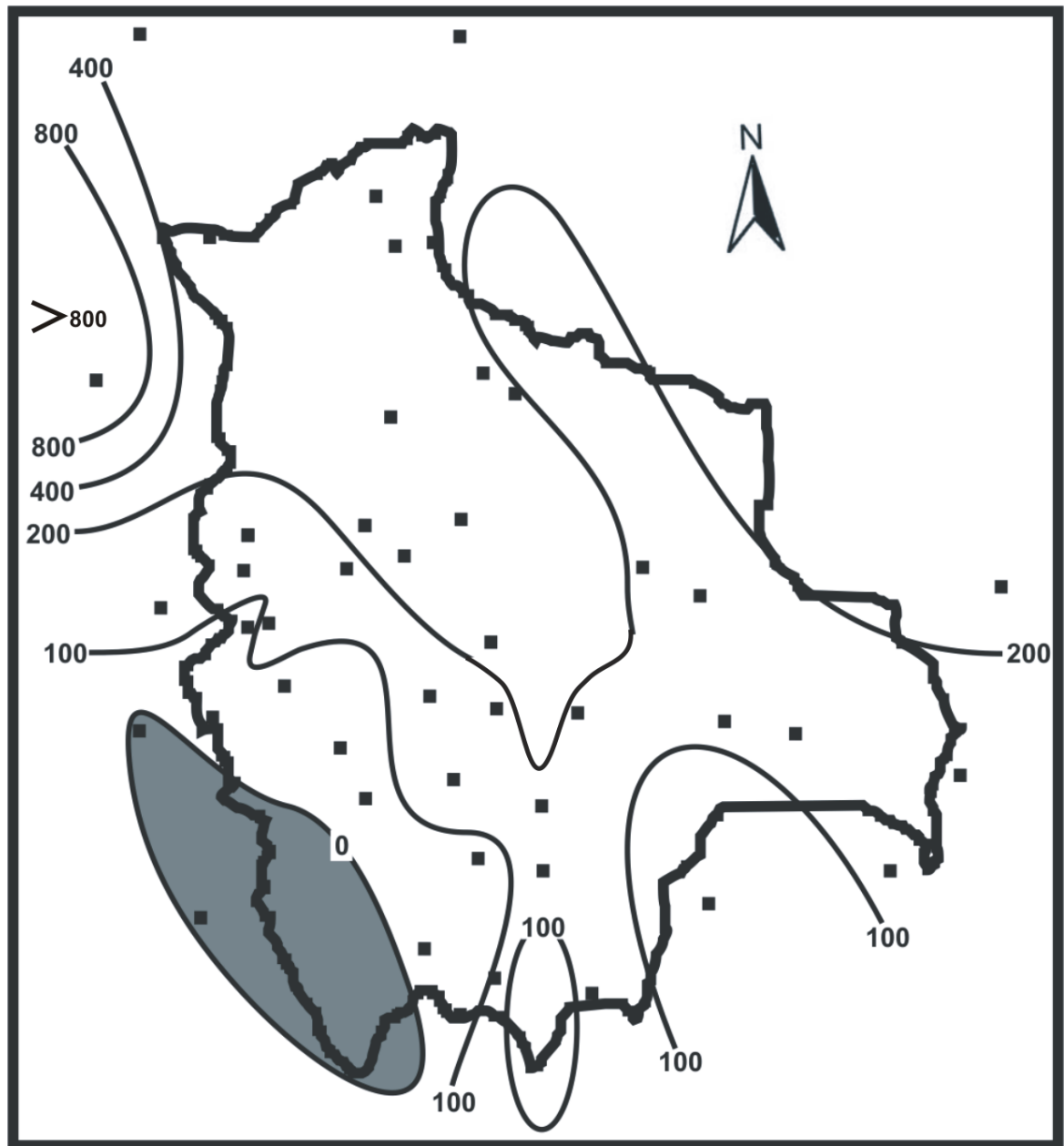
EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MEDIA
ANUAL (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 42

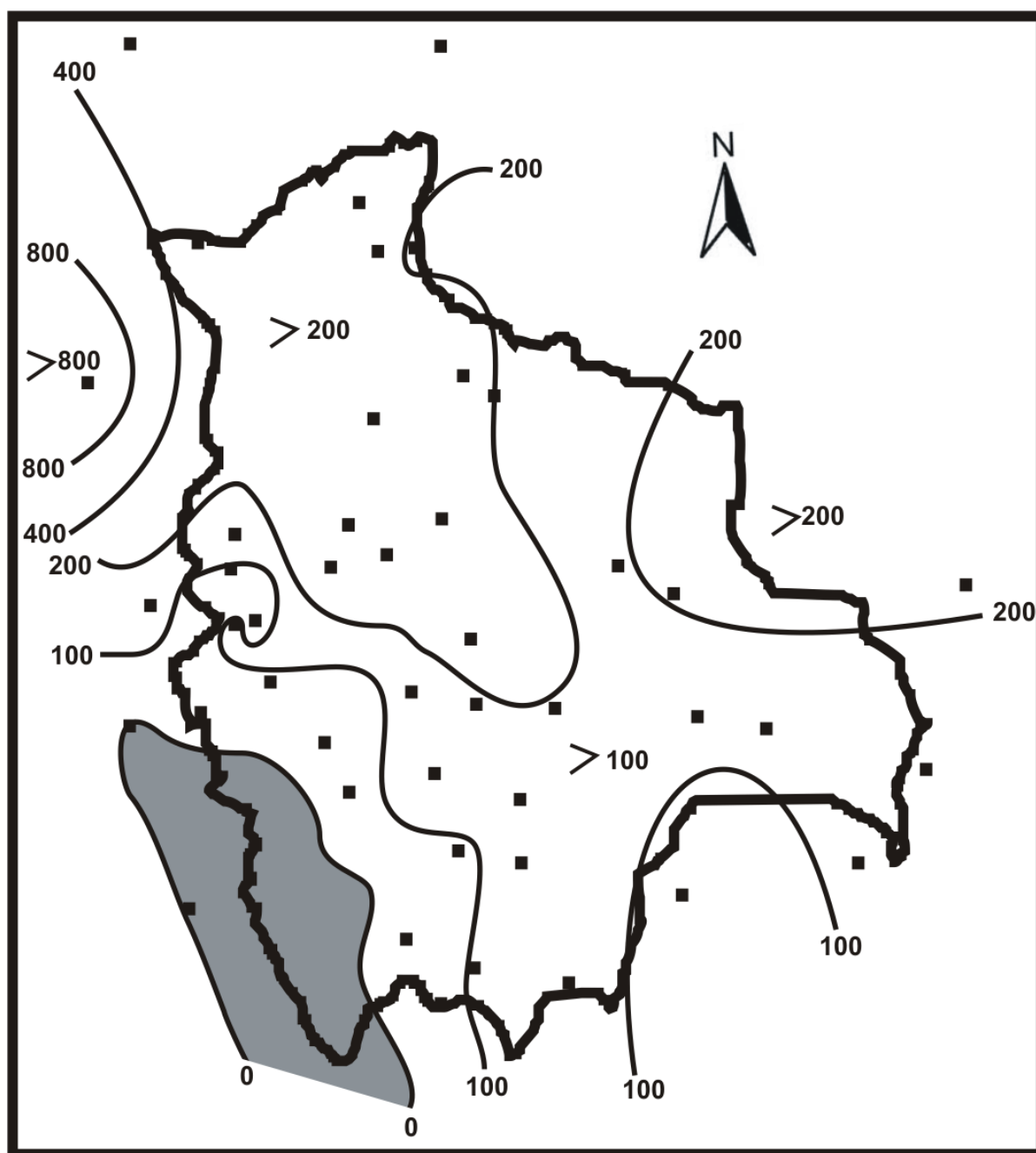
PRECIPITACION MEDIA ENERO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 43

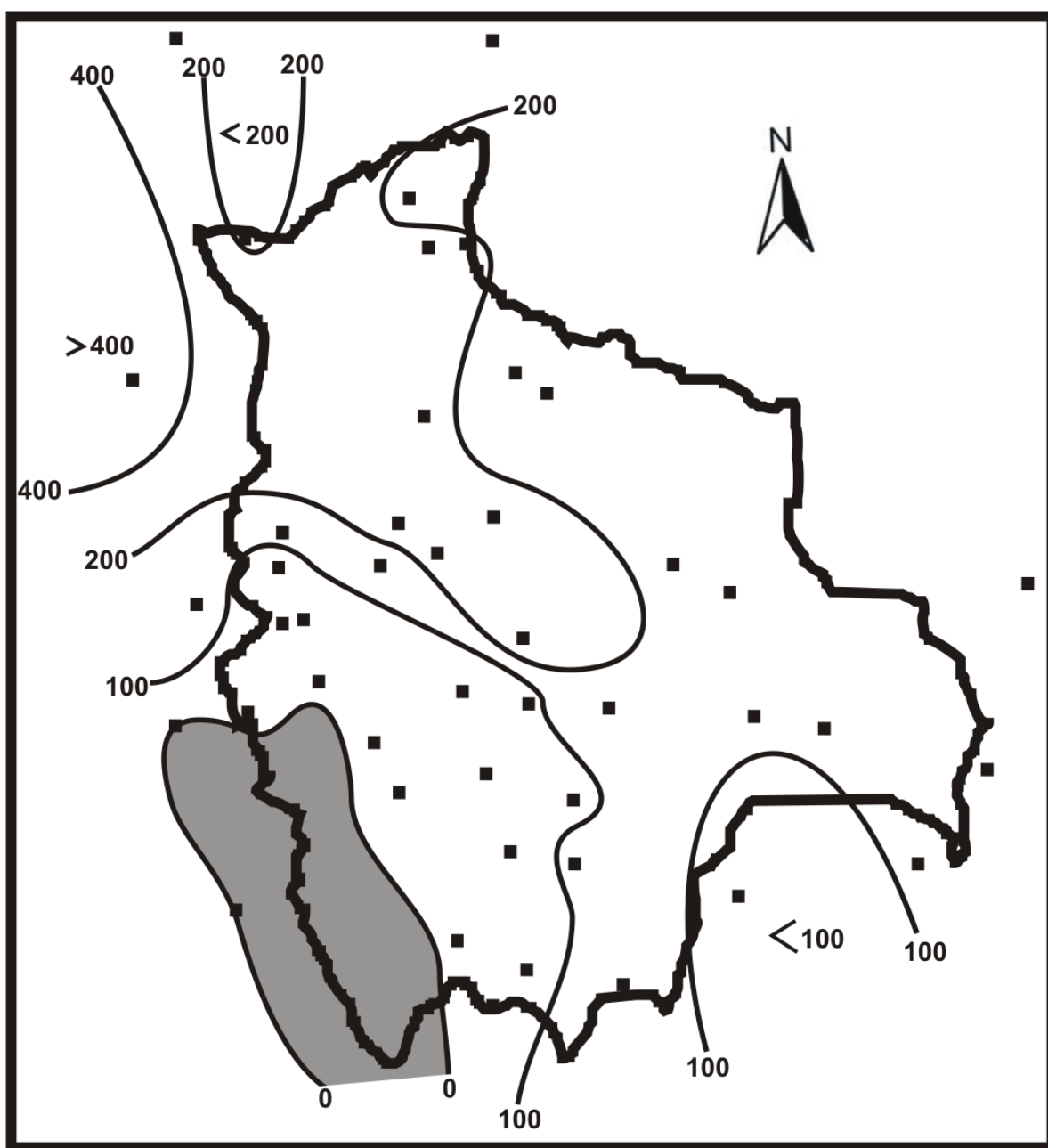
PRECIPITACION MEDIA FEBRERO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 44

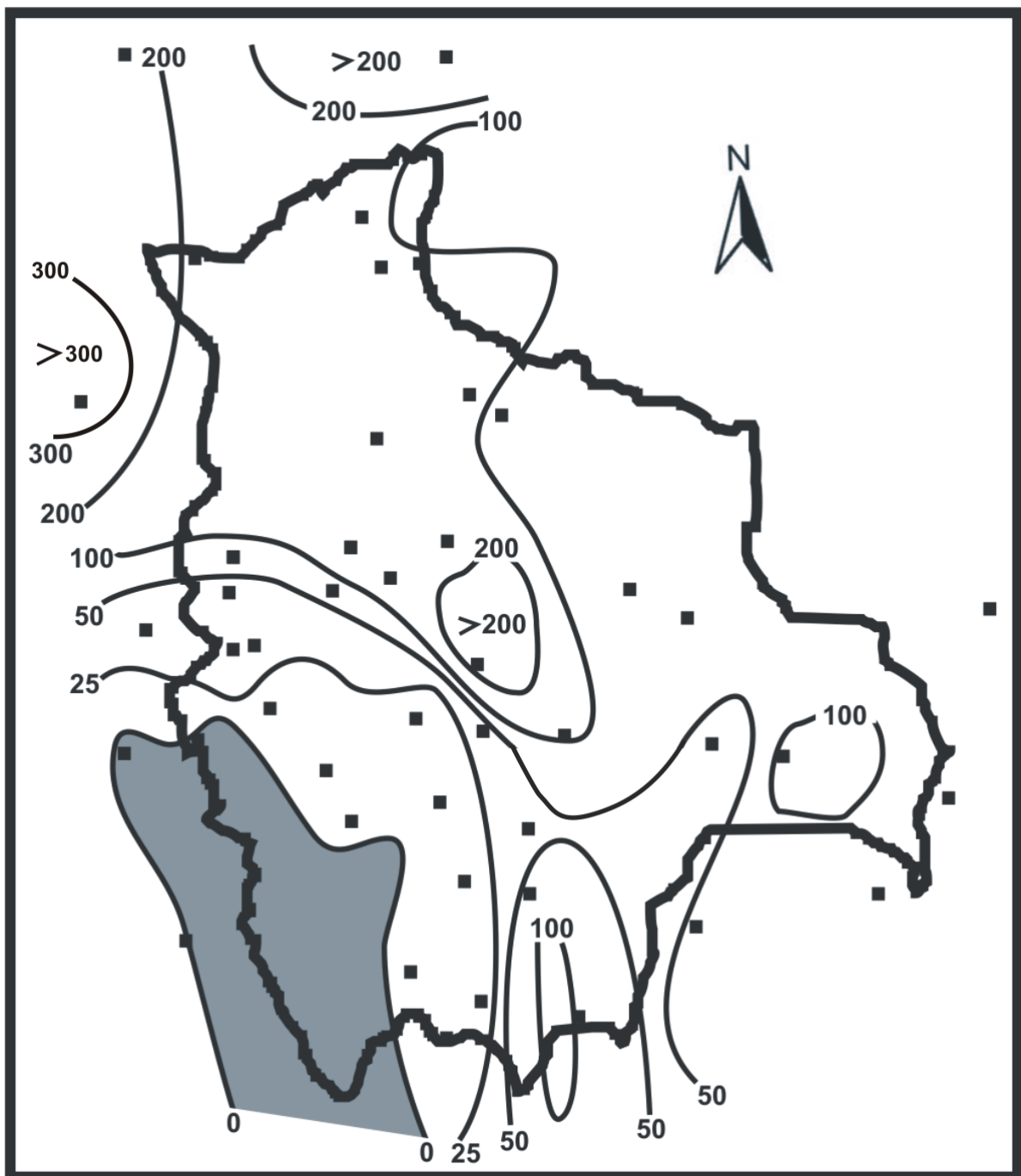
PRECIPITACION MEDIA MARZO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 45

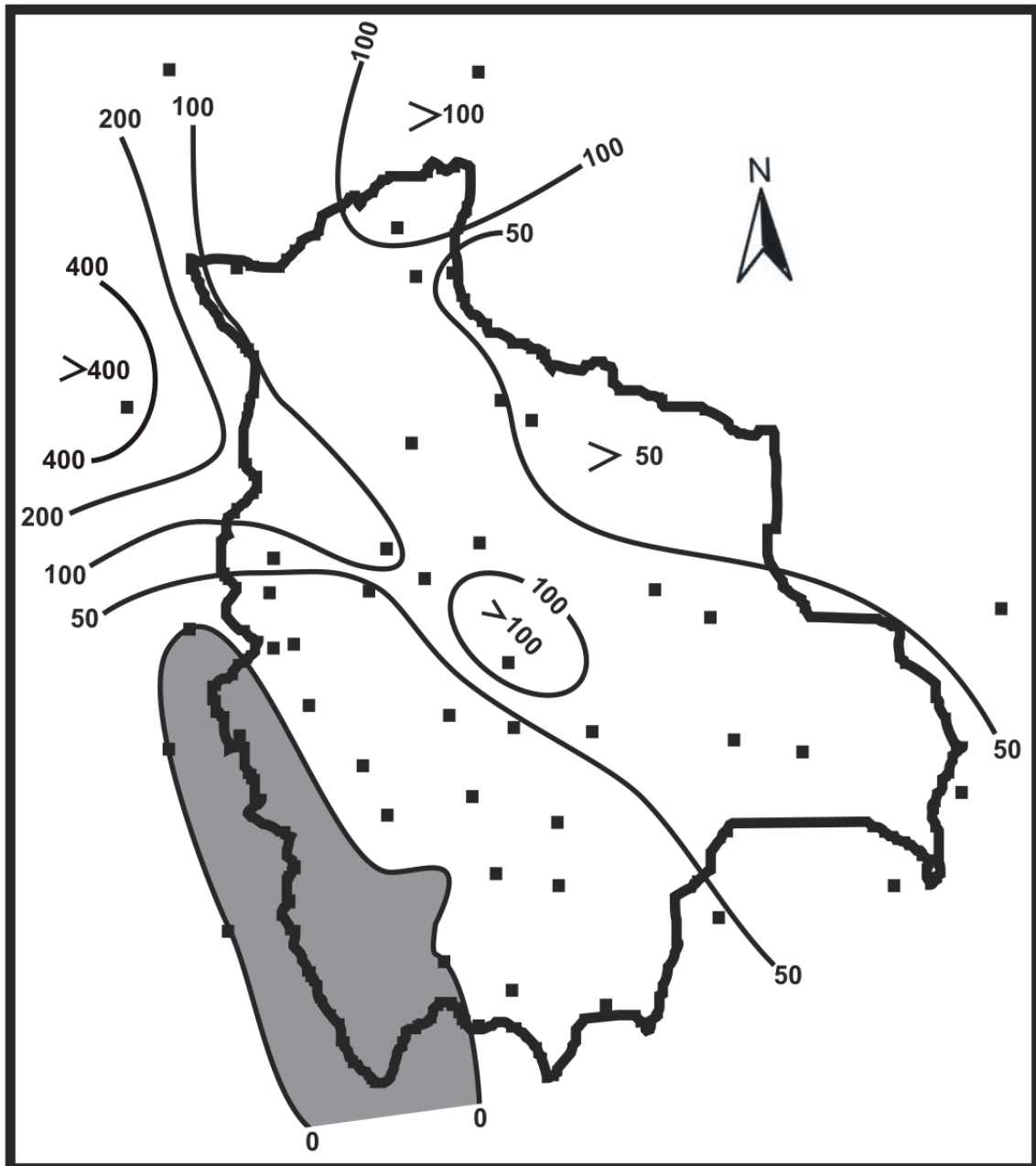
PRECIPITACION MEDIA ABRIL (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 46

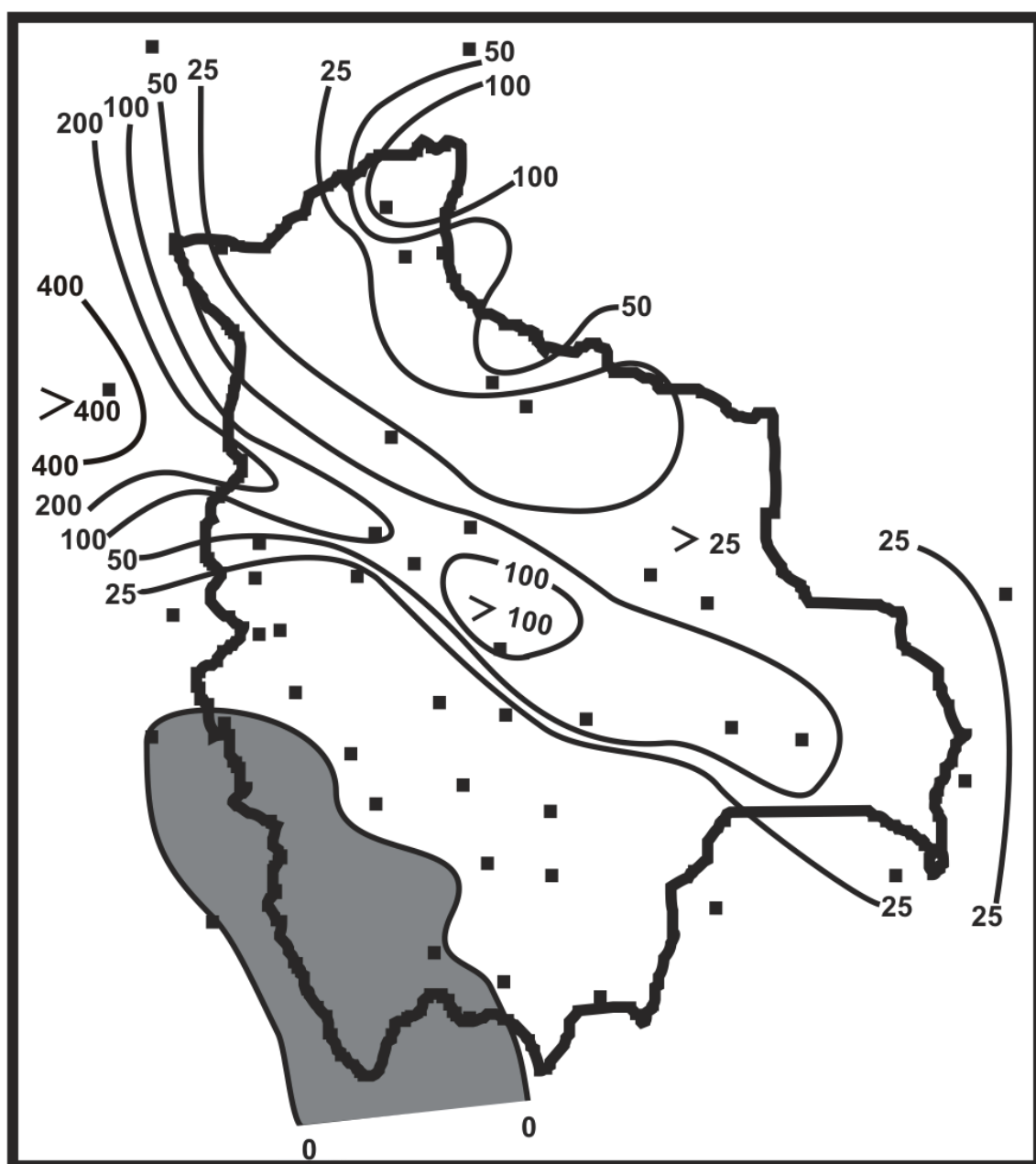
PRECIPITACIONES MEDIA MAYO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 47

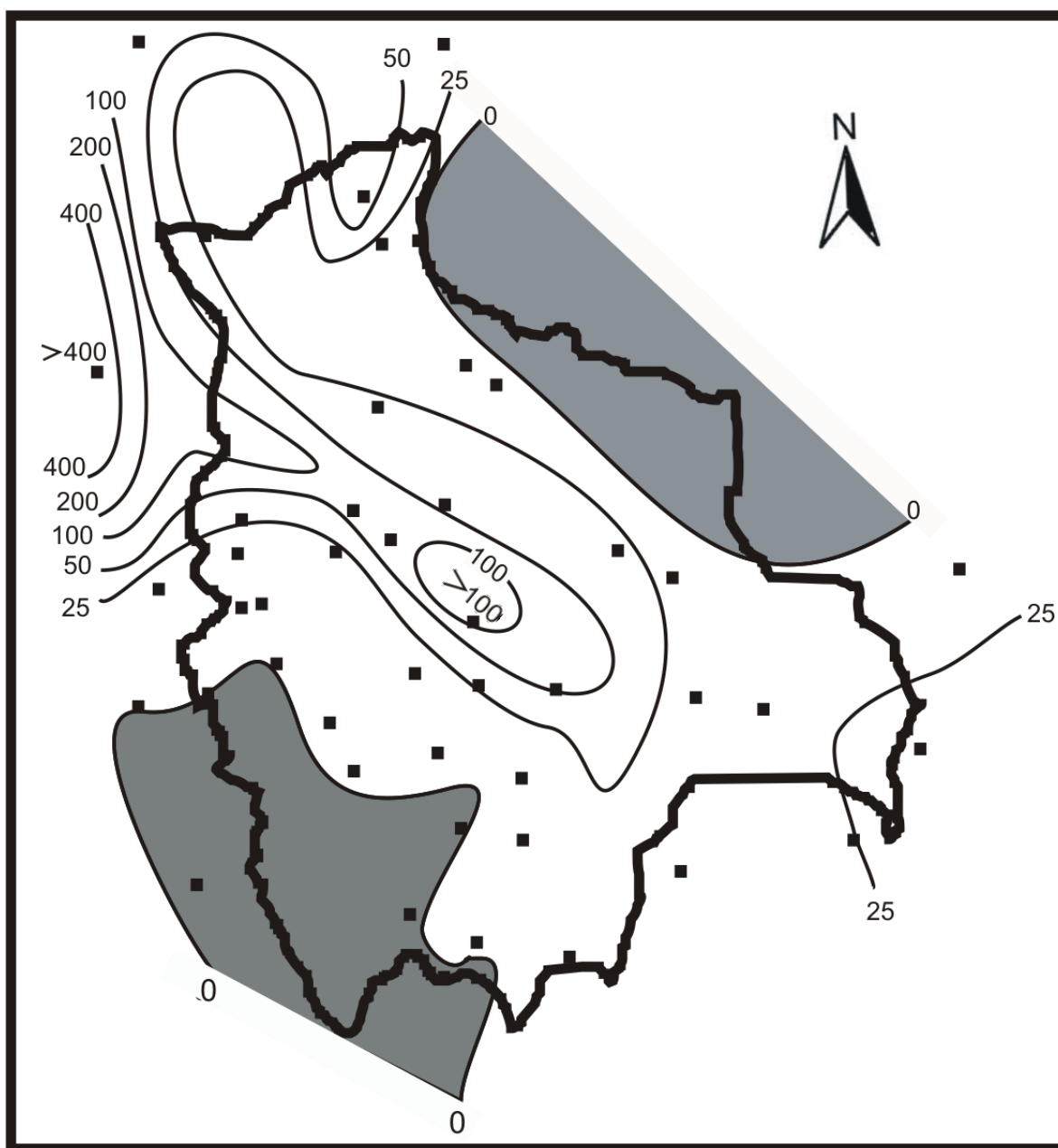
PRECIPITACION MEDIA JUNIO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 48

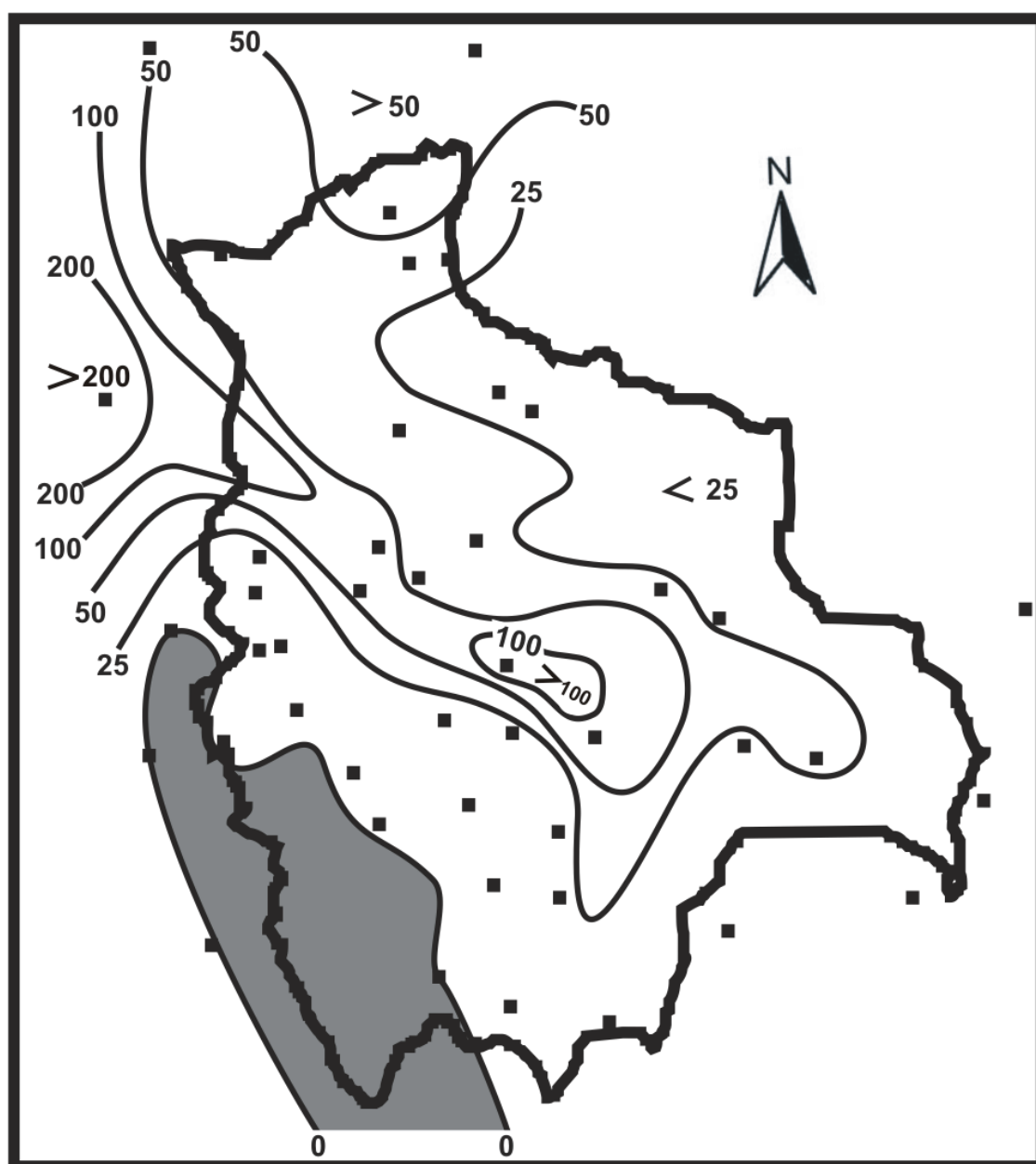
PRECIPITACION MEDIA JULIO (mm)



FUENTE: L.C.S

Figura 49

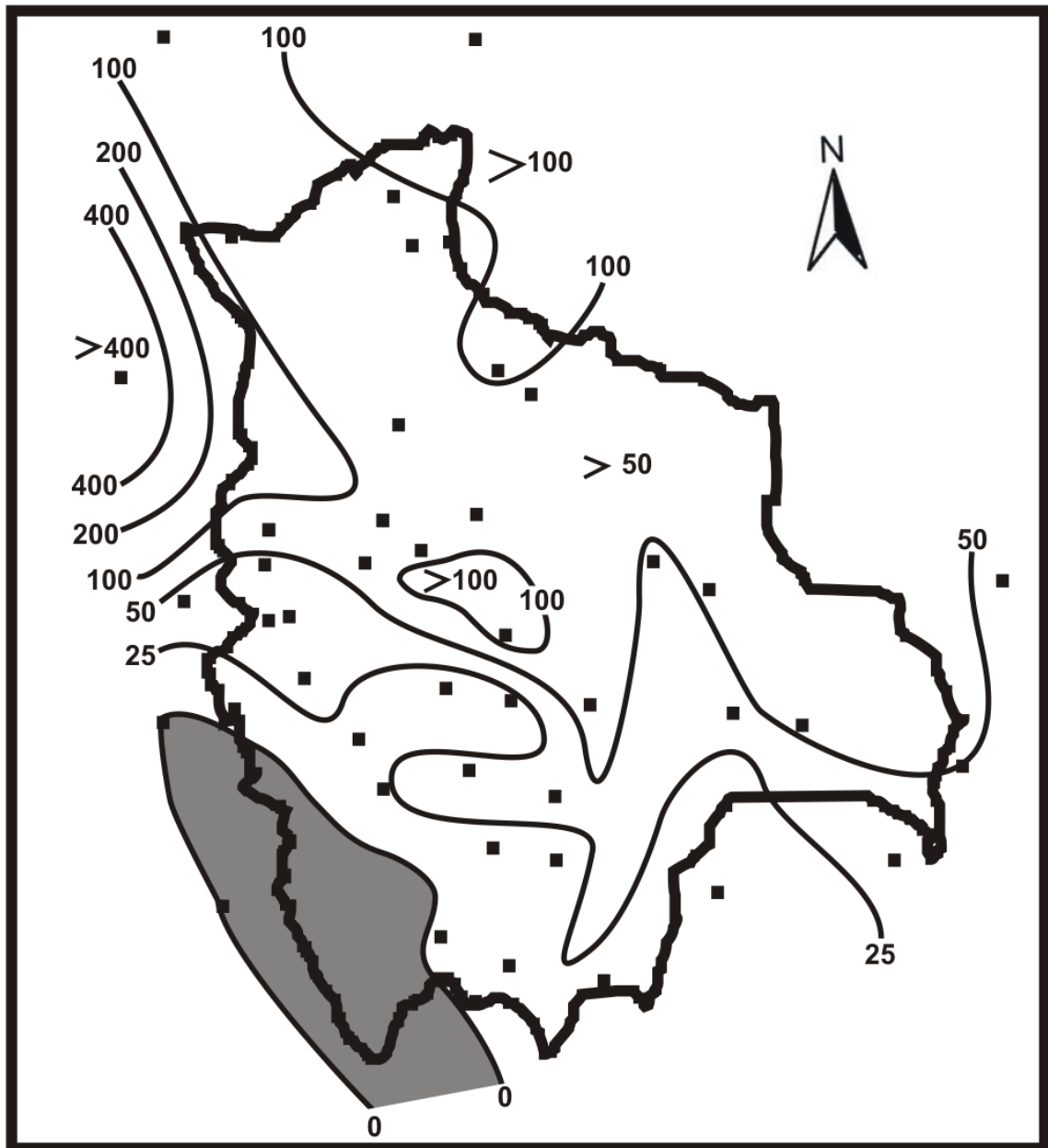
PRECIPITACION MEDIA AGOSTO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 50

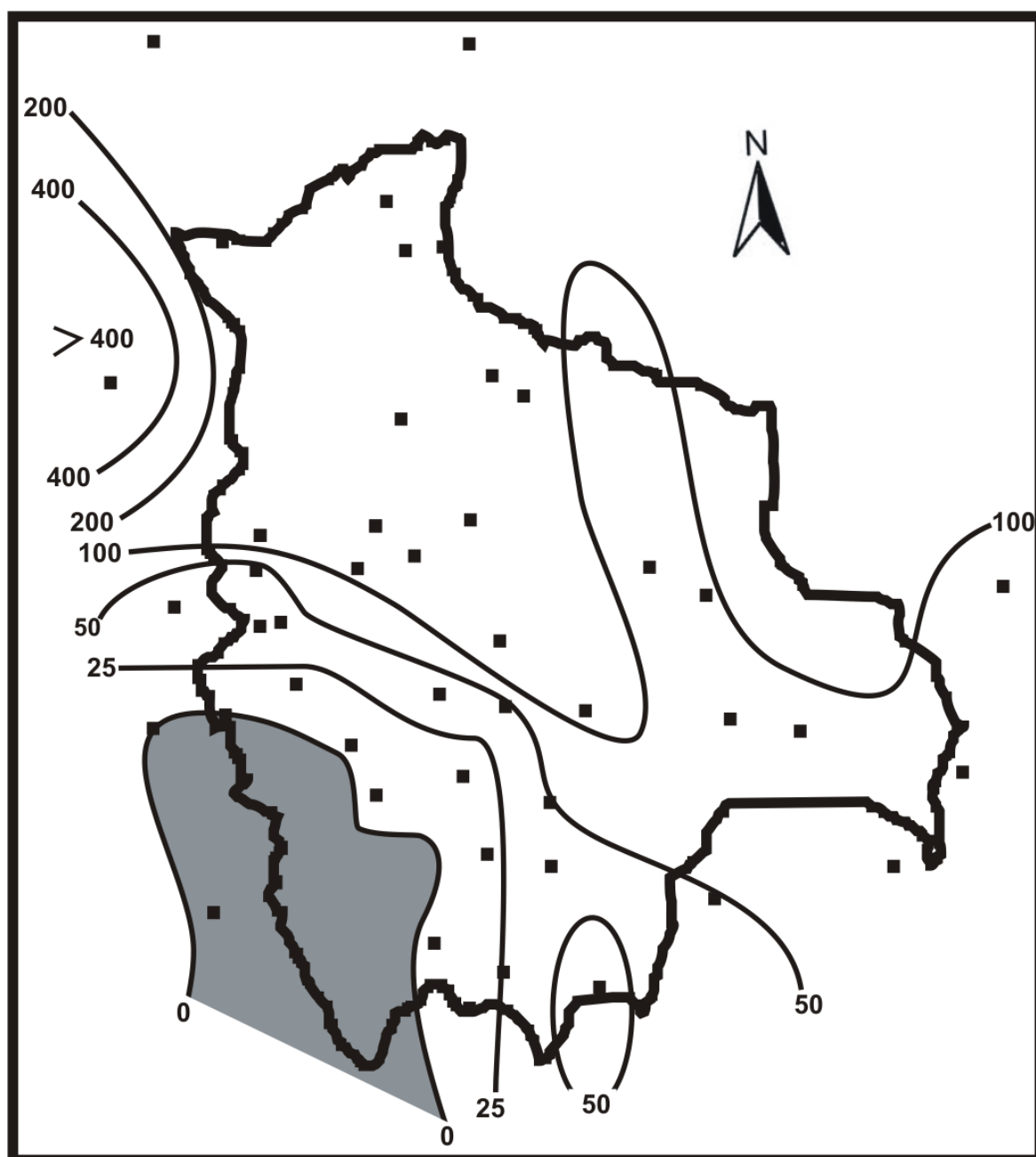
PRECIPITACION MEDIA SEPTIEMBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 51

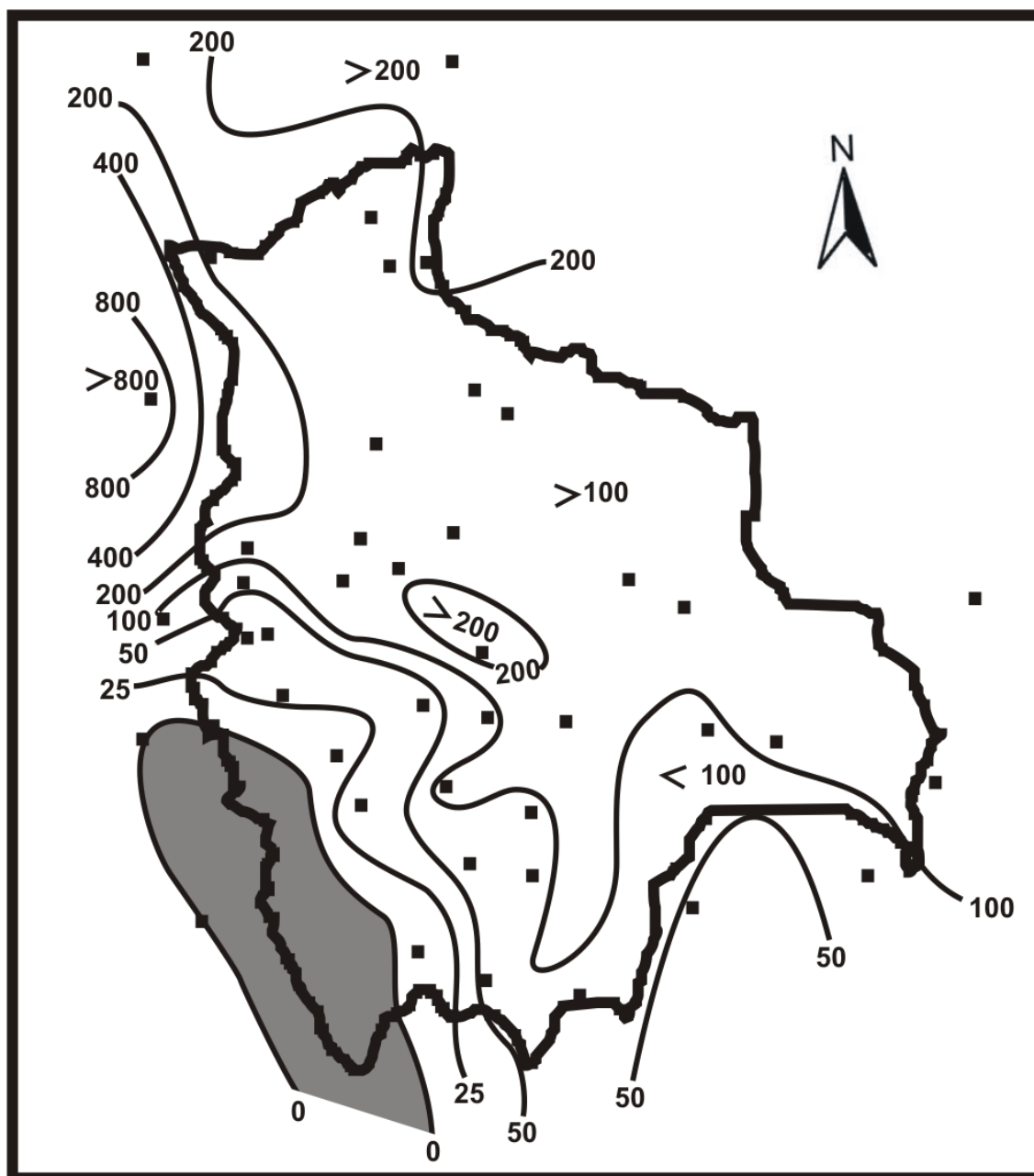
PRECIPITACION MEDIA OCTUBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 52

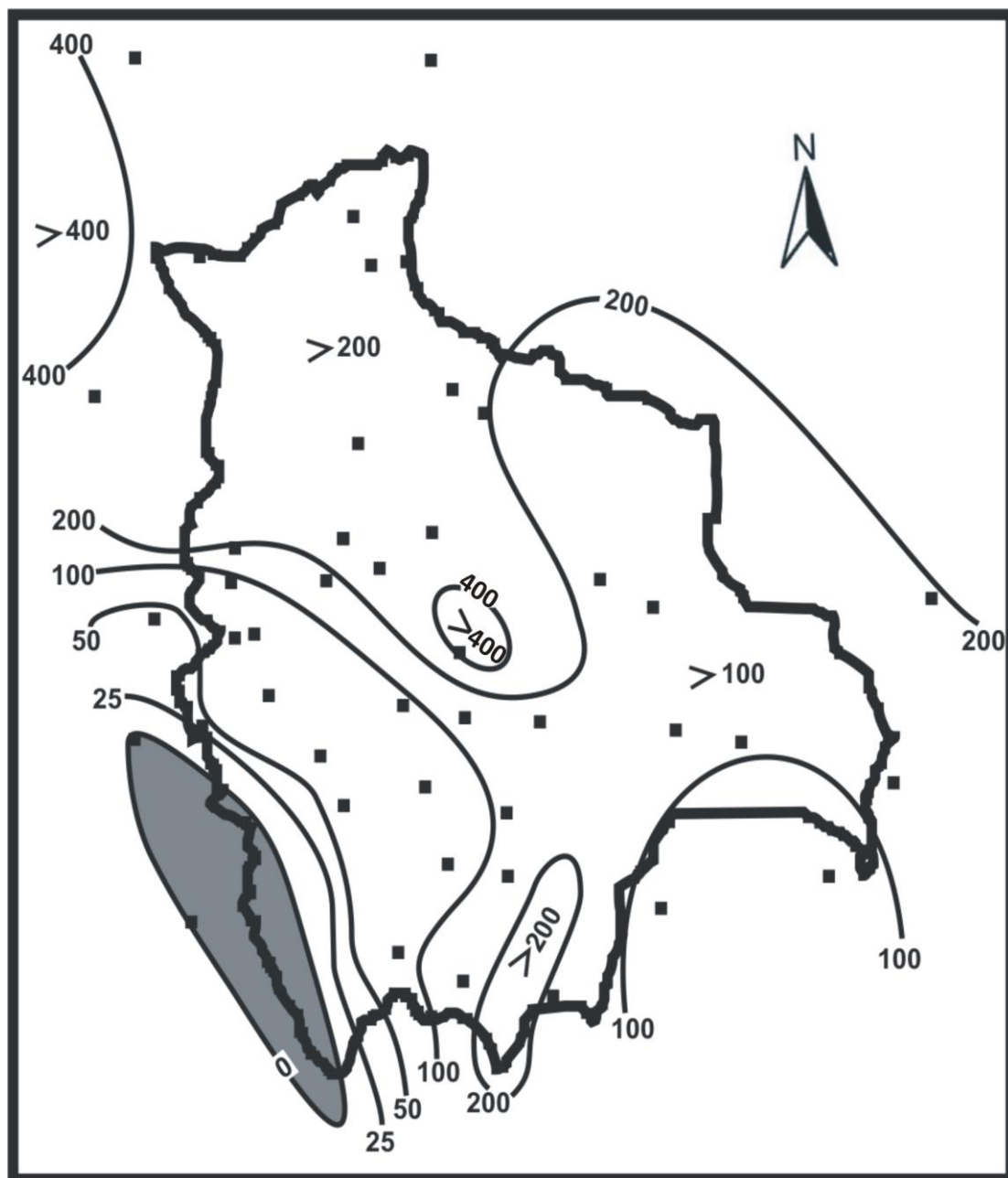
PRECIPITACION MEDIA NOVIEMBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 53

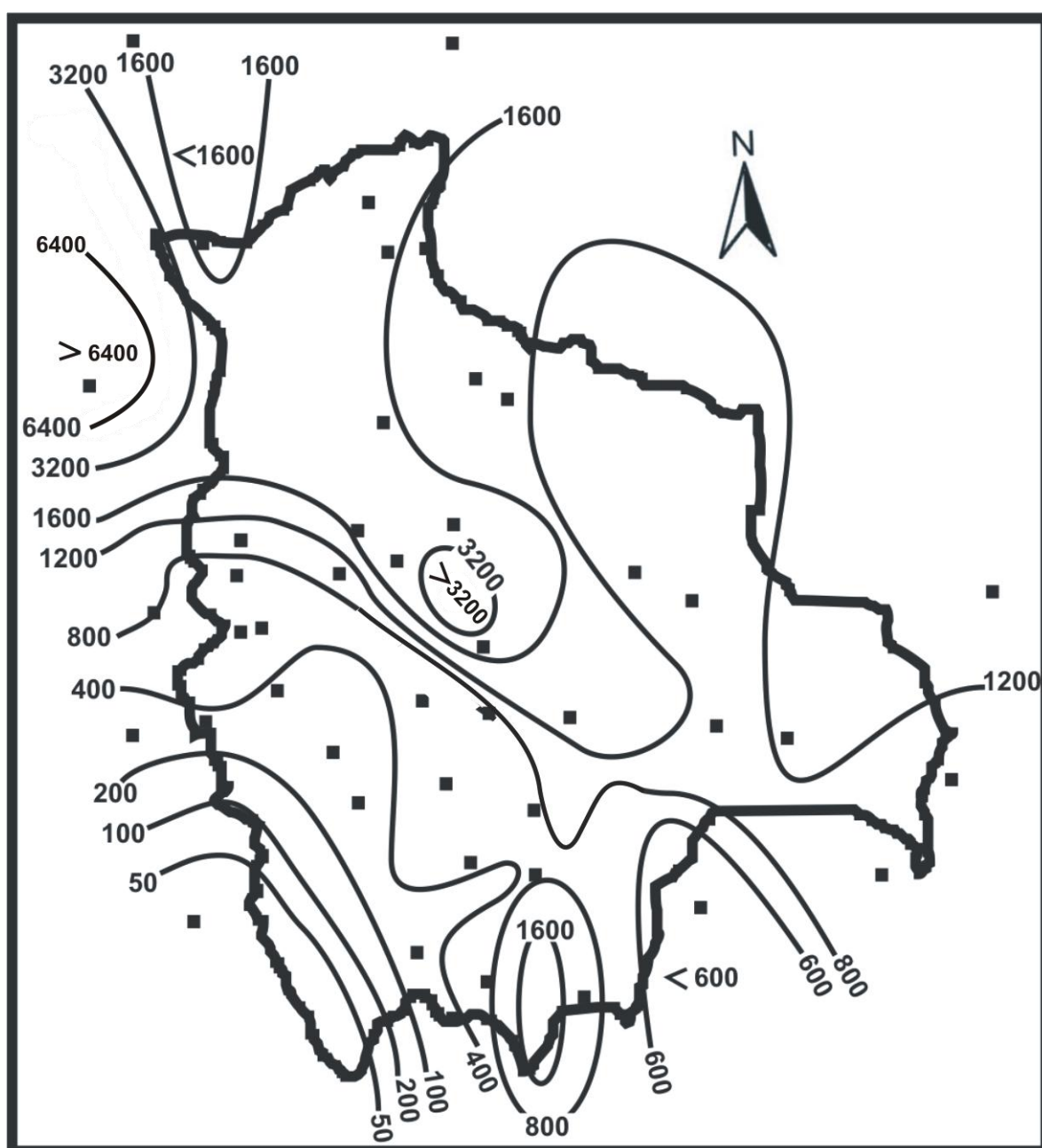
PRECIPITACION MEDIA DICIEMBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 54

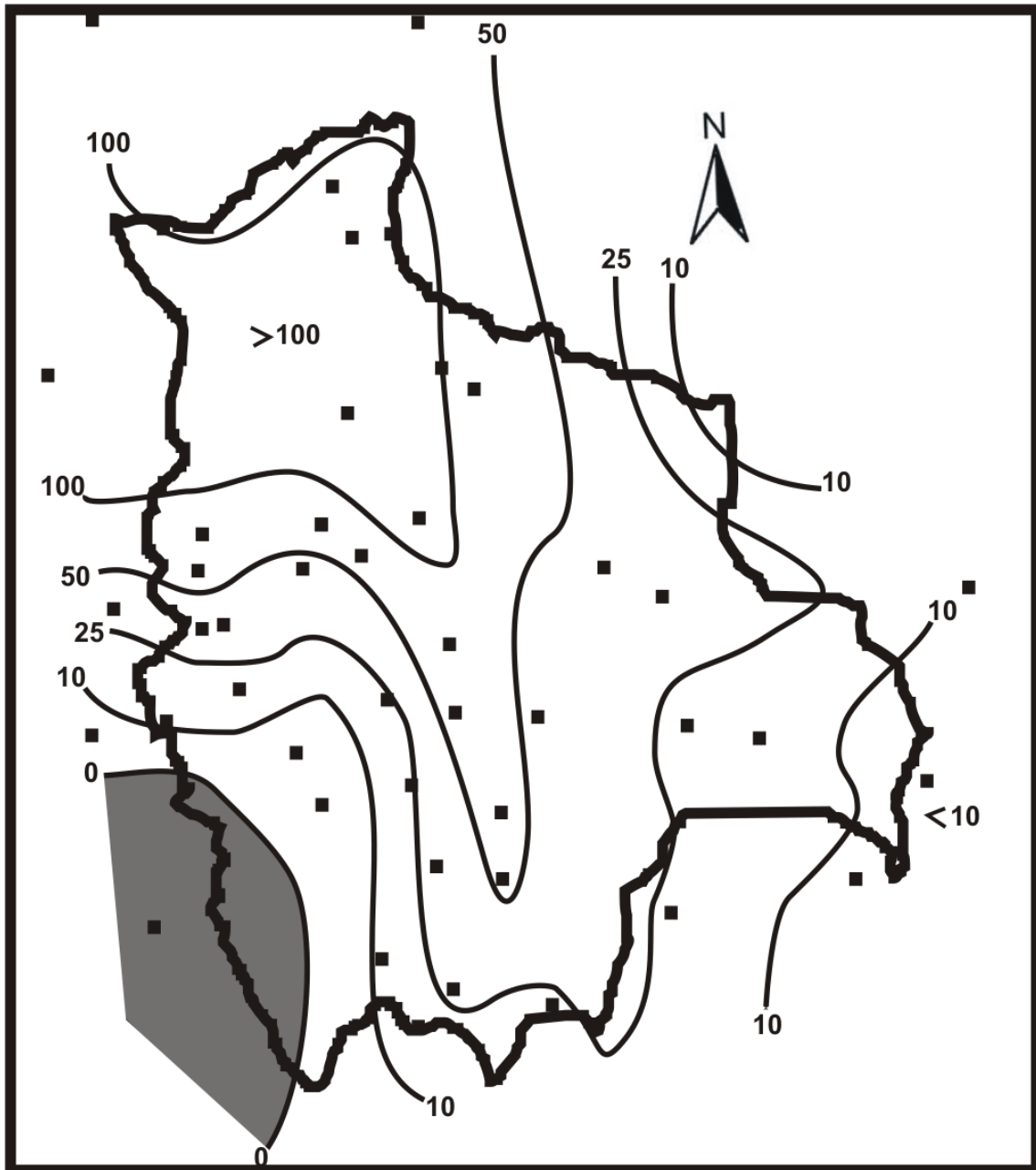
PRECIPITACION MEDIA ANUAL (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 55

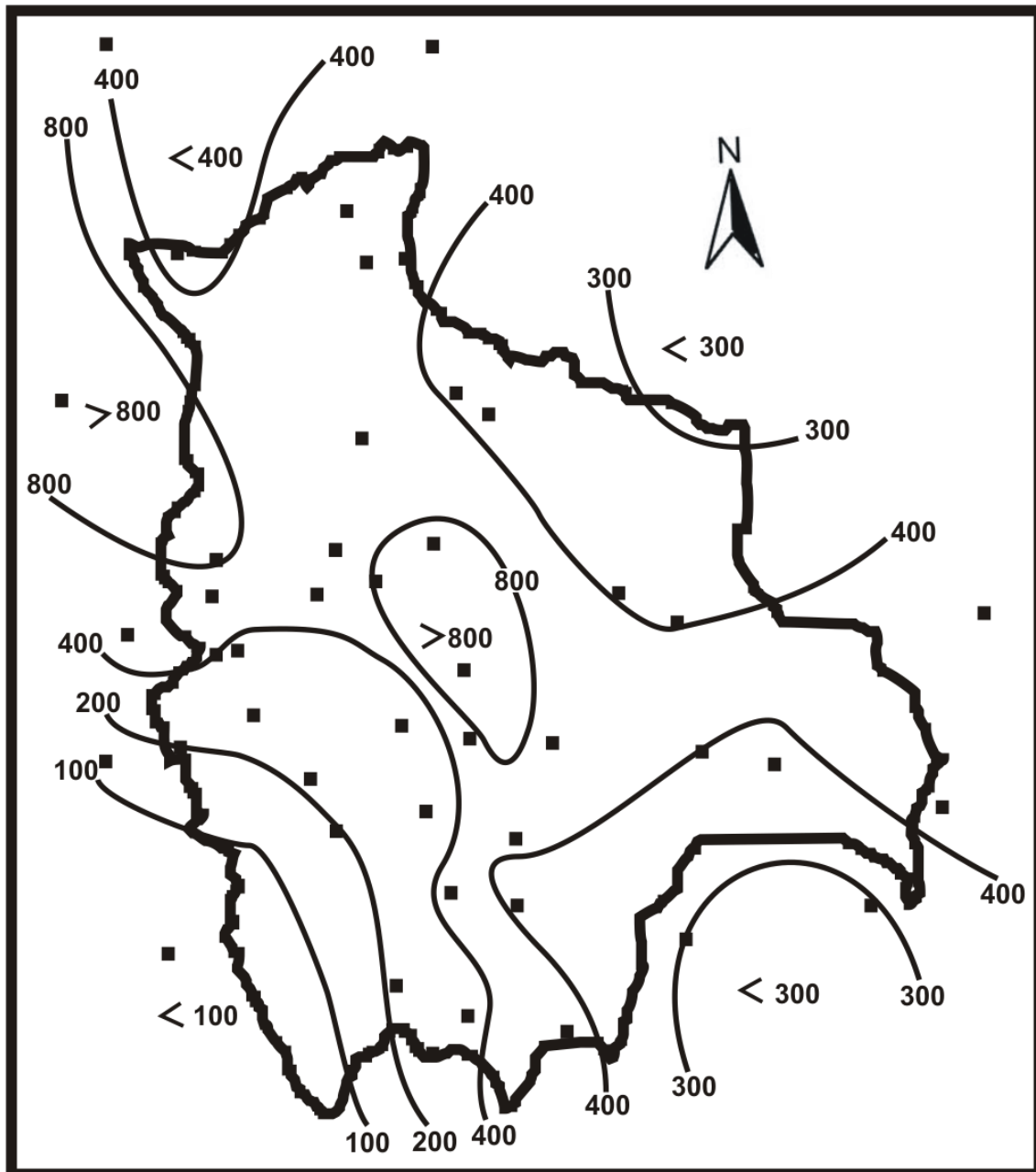
PRECIPITACION MINIMA (mm) ENERO



FUENTE: L.C.S.

Figura 56

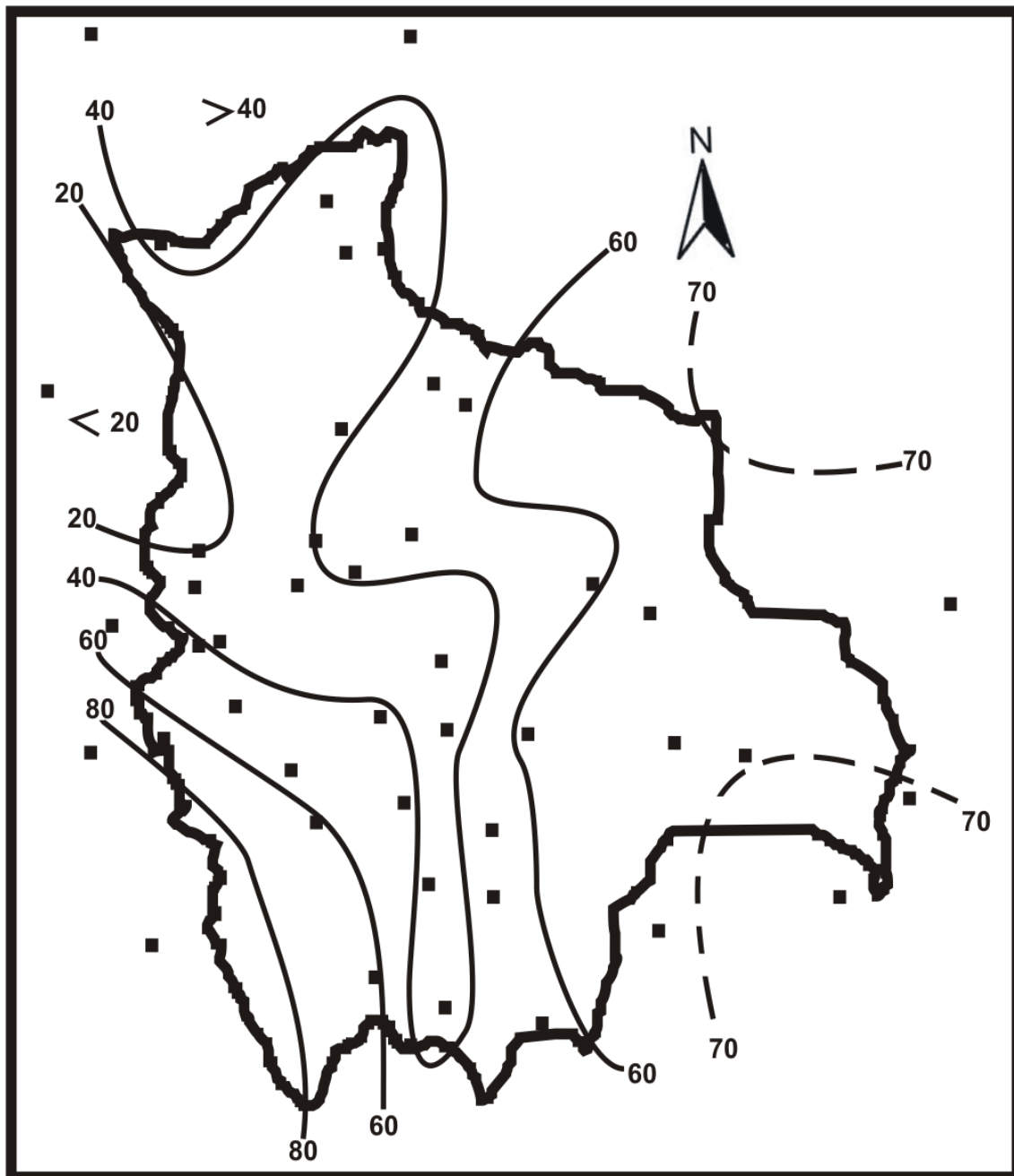
PRECIPITACION MAXIMA (mm) ENERO



FUENTE: L.C.S.

Figura 57

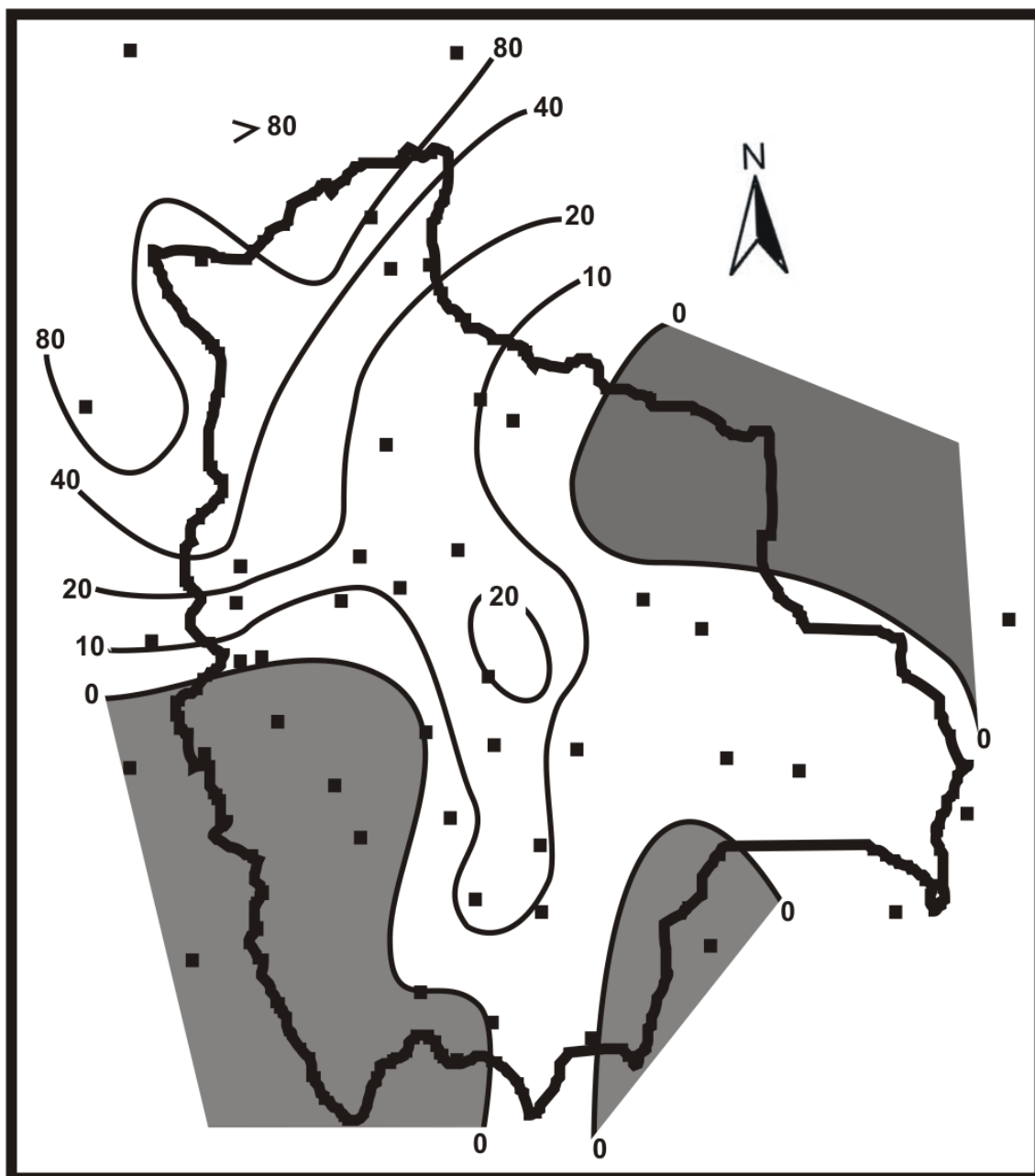
COEFICIENTE DE VARIACION (%) ENERO



FUENTE: L.C.S.

Figura 58

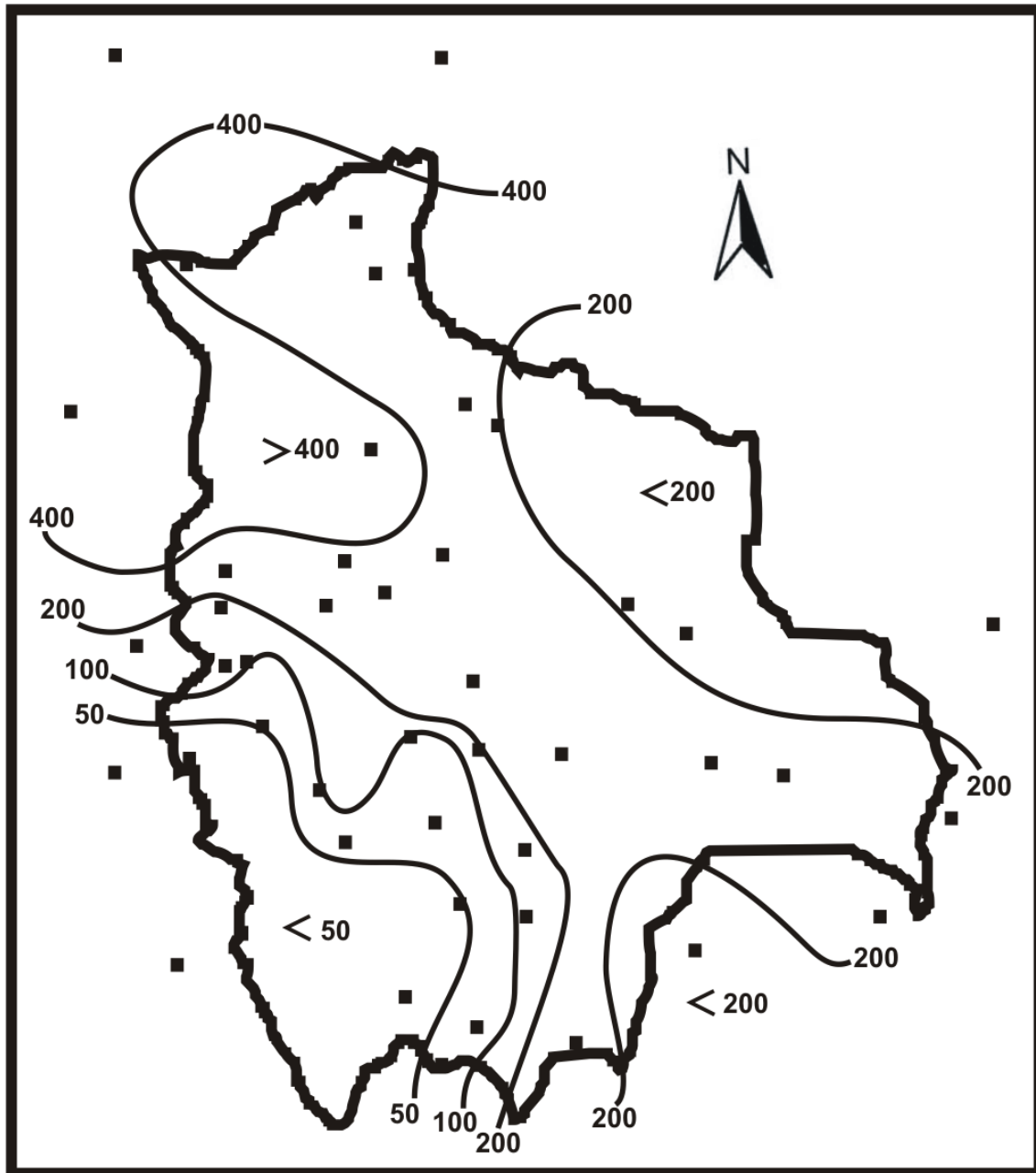
PRECIPITACION MINIMA (mm) ABRIL



FUENTE: L.C.S.

Figura 59

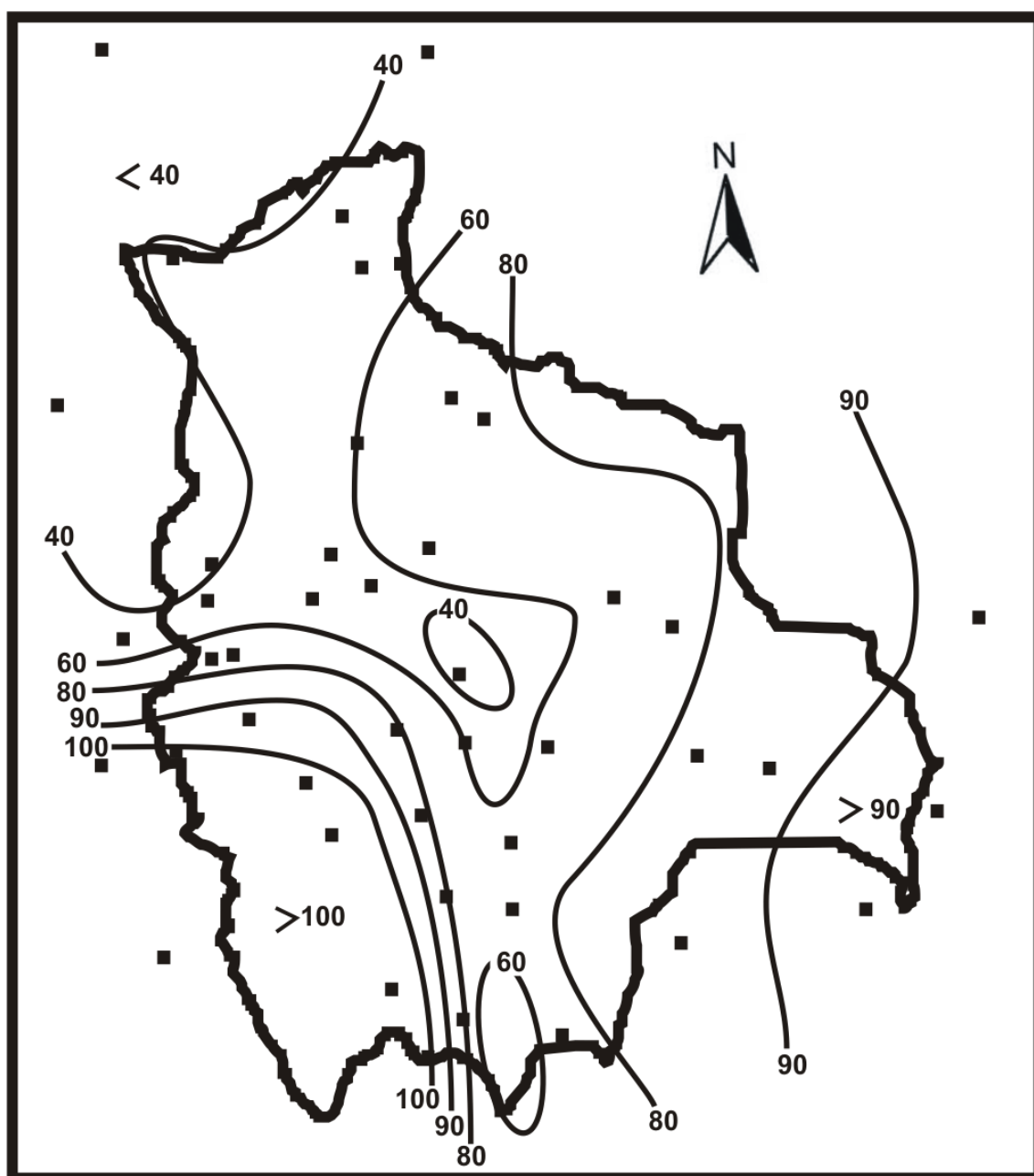
PRECIPITACION MAXIMA (mm) ABRIL



FUENTE: L.C.S.

Figura 60

COEFICIENTE DE VARIACION (%) ABRIL



FUENTE: L.C.S.

Figura 61

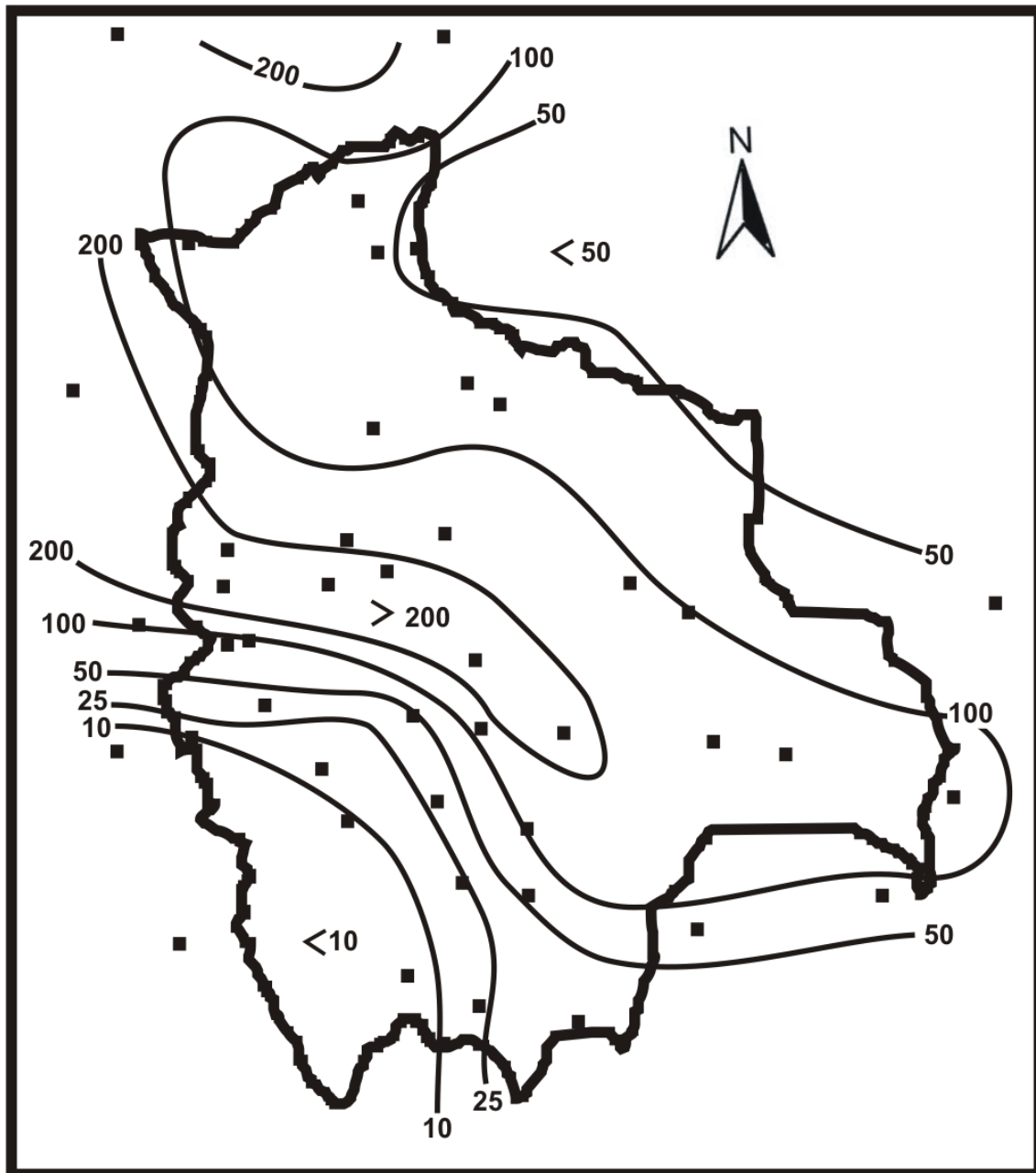
PRECIPITACION MINIMA (mm) JULIO



FUENTE: L.C.S.

Figura 62

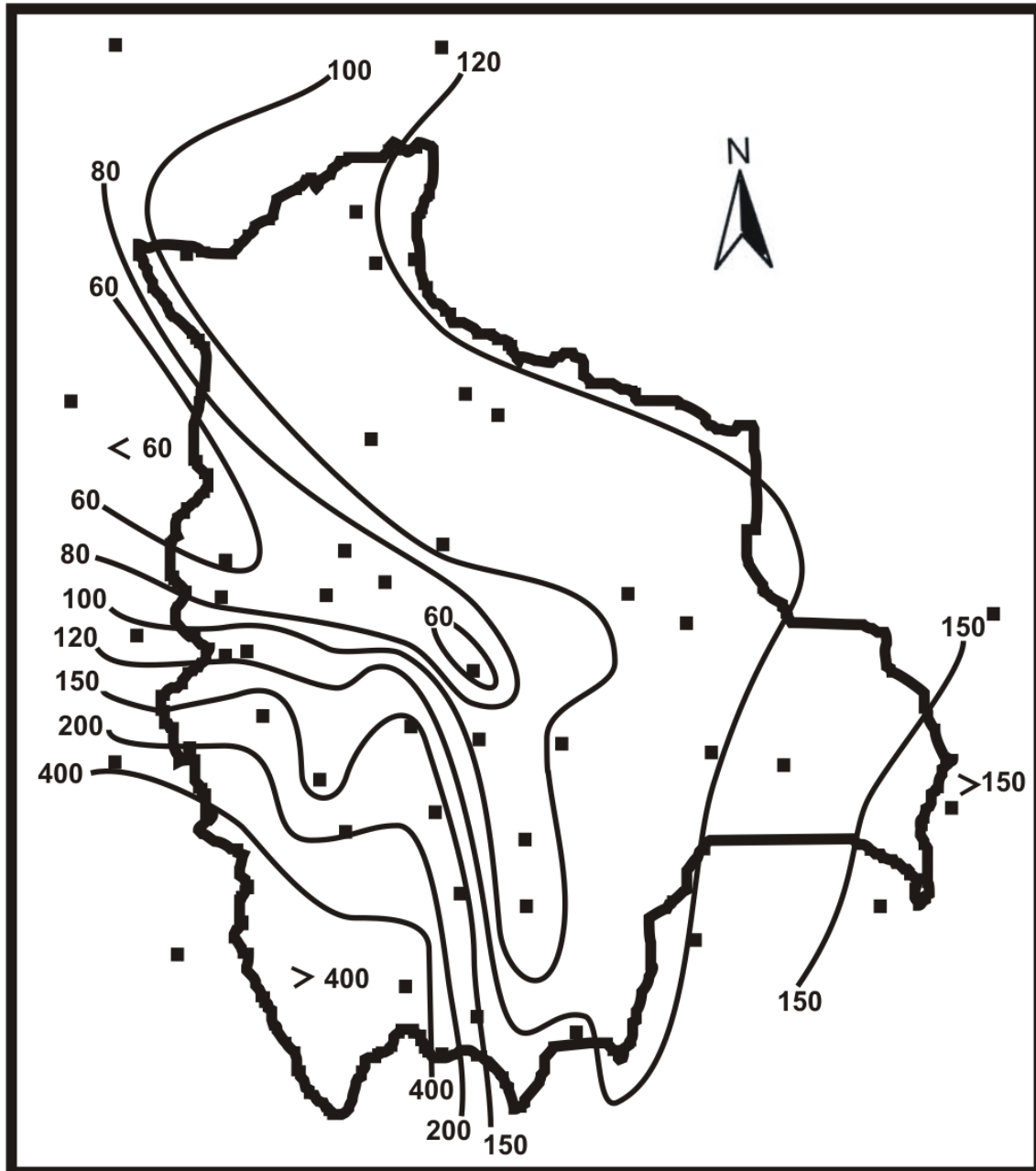
PRECIPITACION MAXIMA (mm) JULIO



FUENTE: L.C.S.

Figura 63

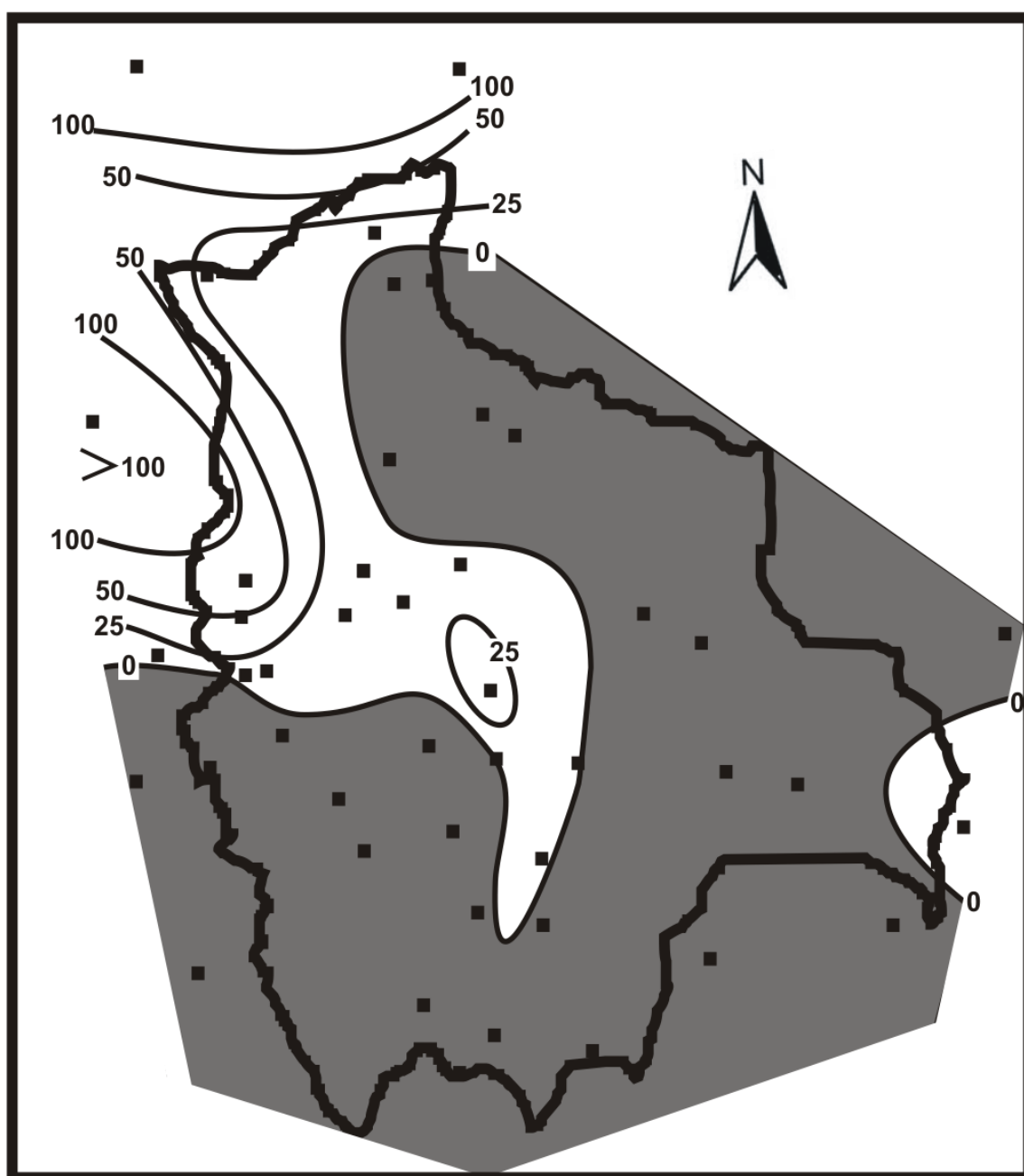
COEFICIENTE DE VARIACION (%) JULIO



FUENTE: L.C.S.

Figura 64

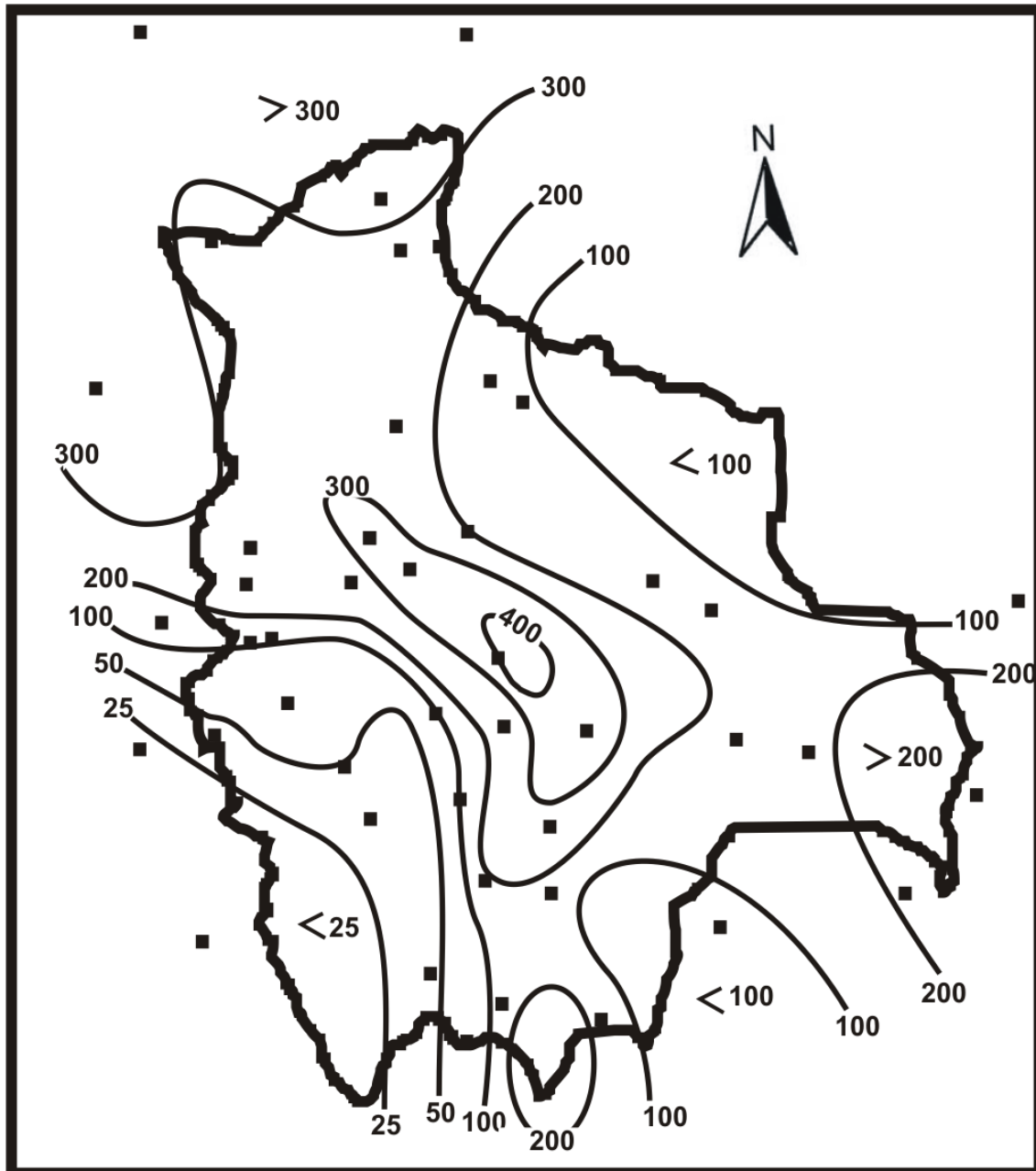
PRECIPITACION MINIMA (mm) OCTUBRE



FUENTE: L.C.S.

Figura 65

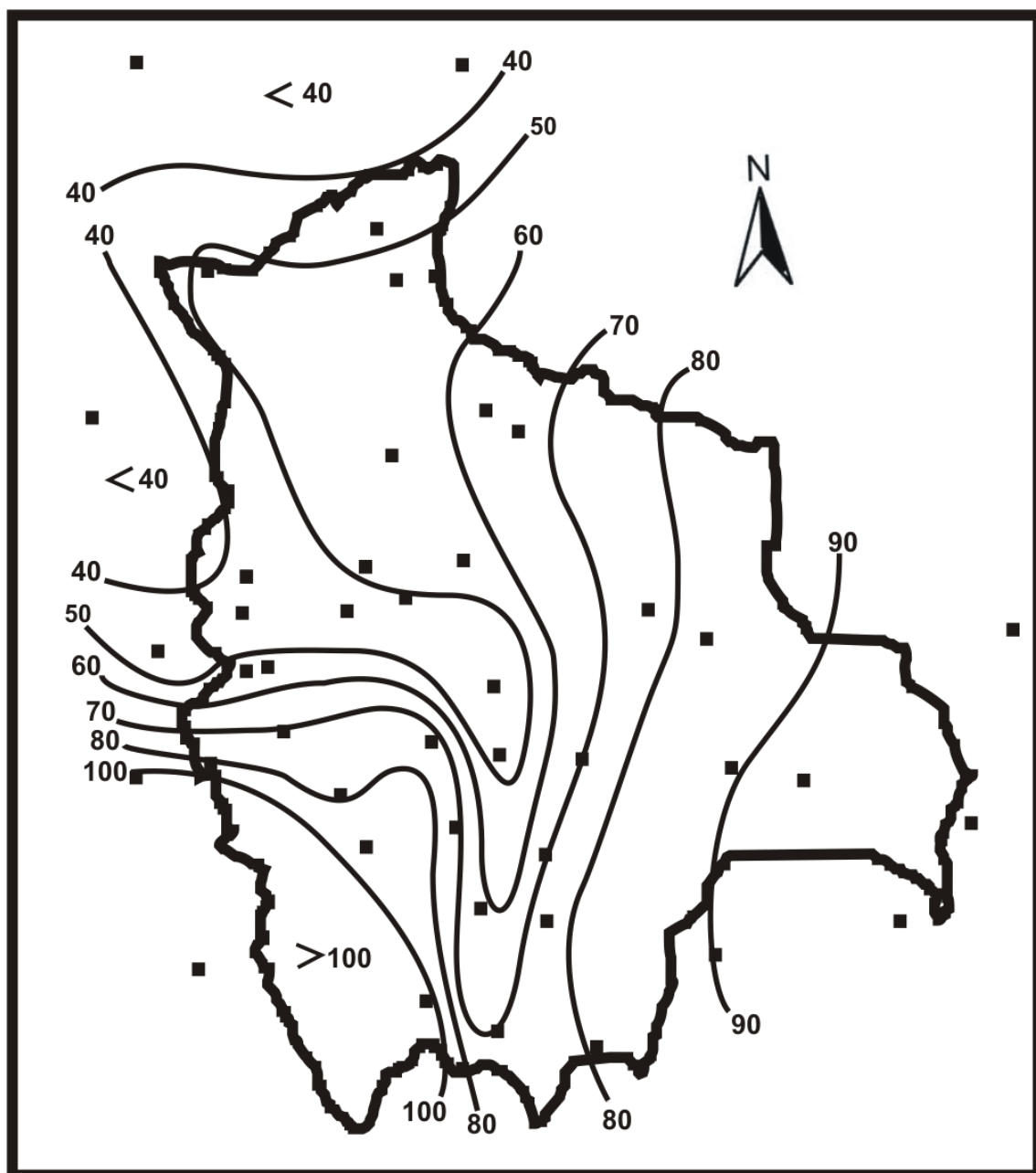
PRECIPITACION MAXIMA (mm) OCTUBRE



FUENTE: L.C.S.

Figura 66

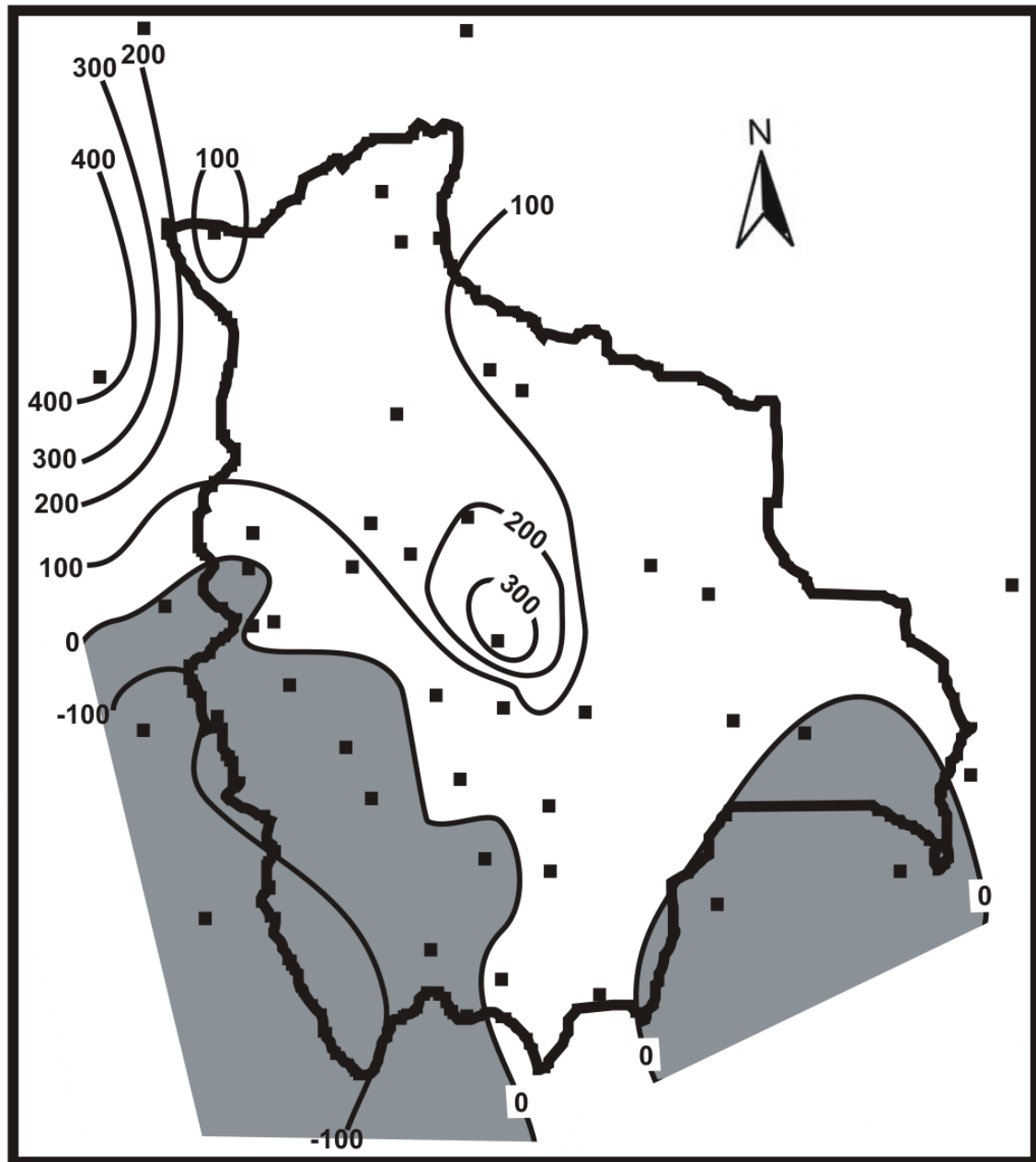
COEFICIENTE DE VARIACION (%) OCTUBRE



FUENTE: L.C.S.

Figura 67

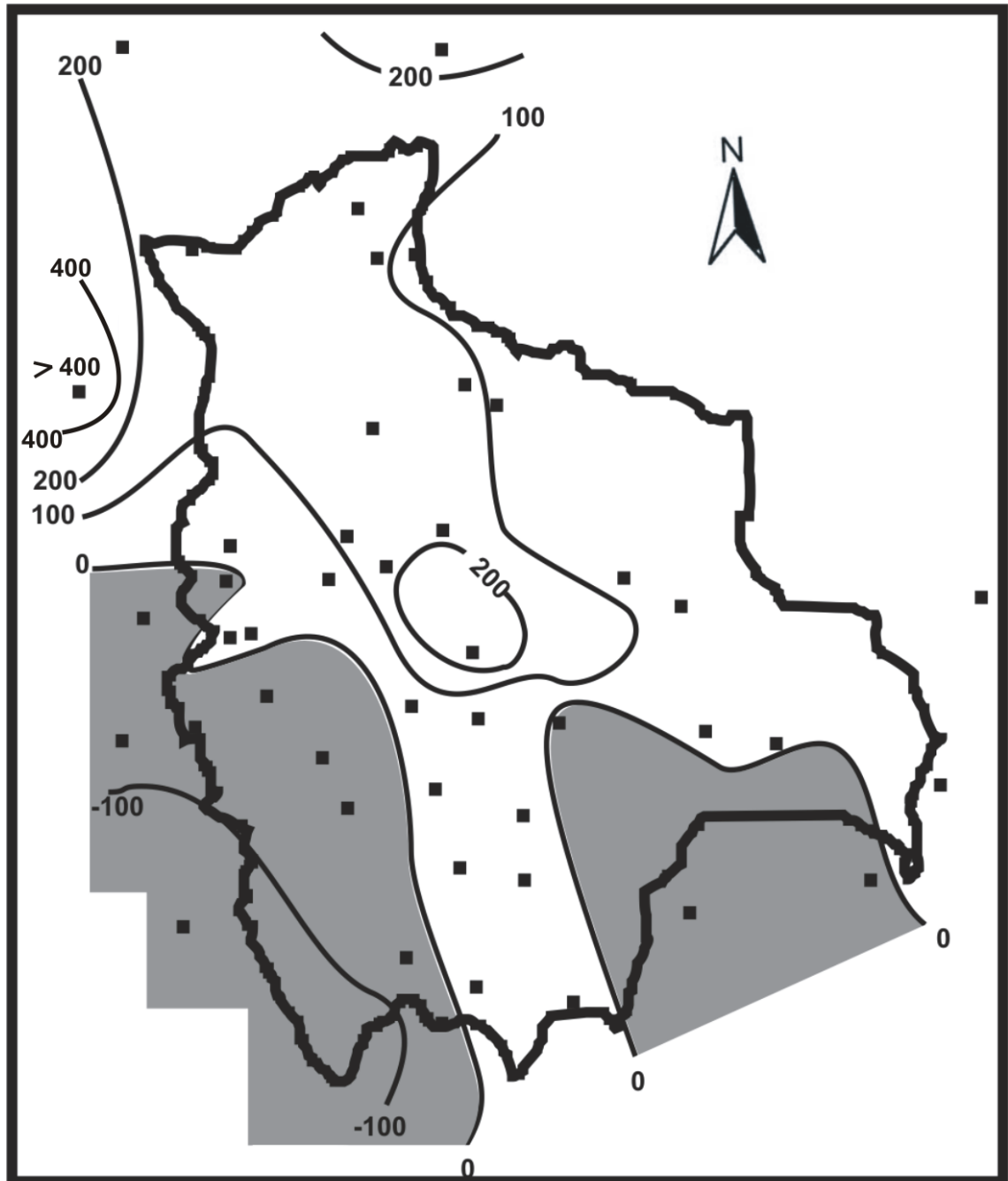
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL ENERO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 68

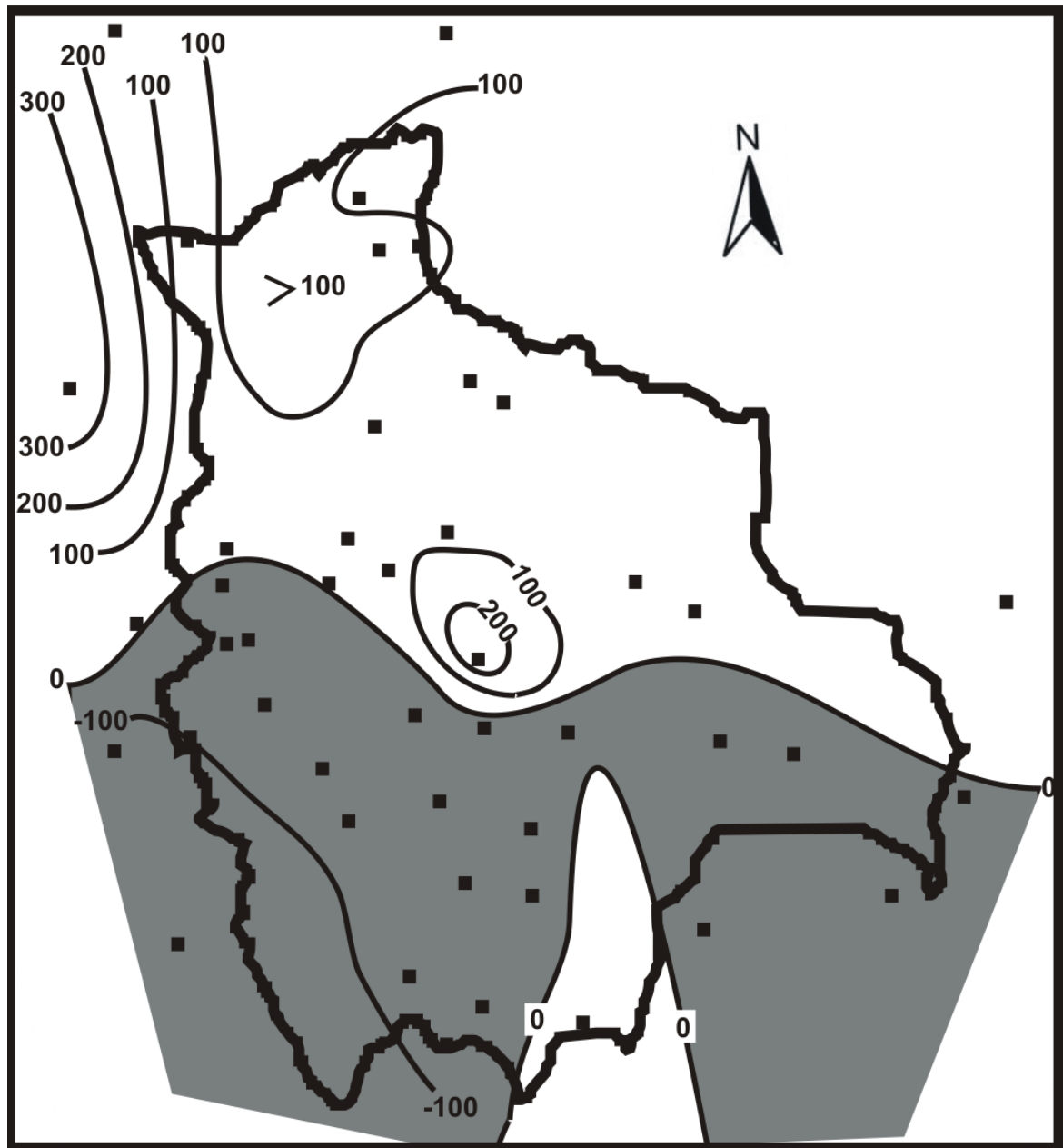
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL FEBRERO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 69

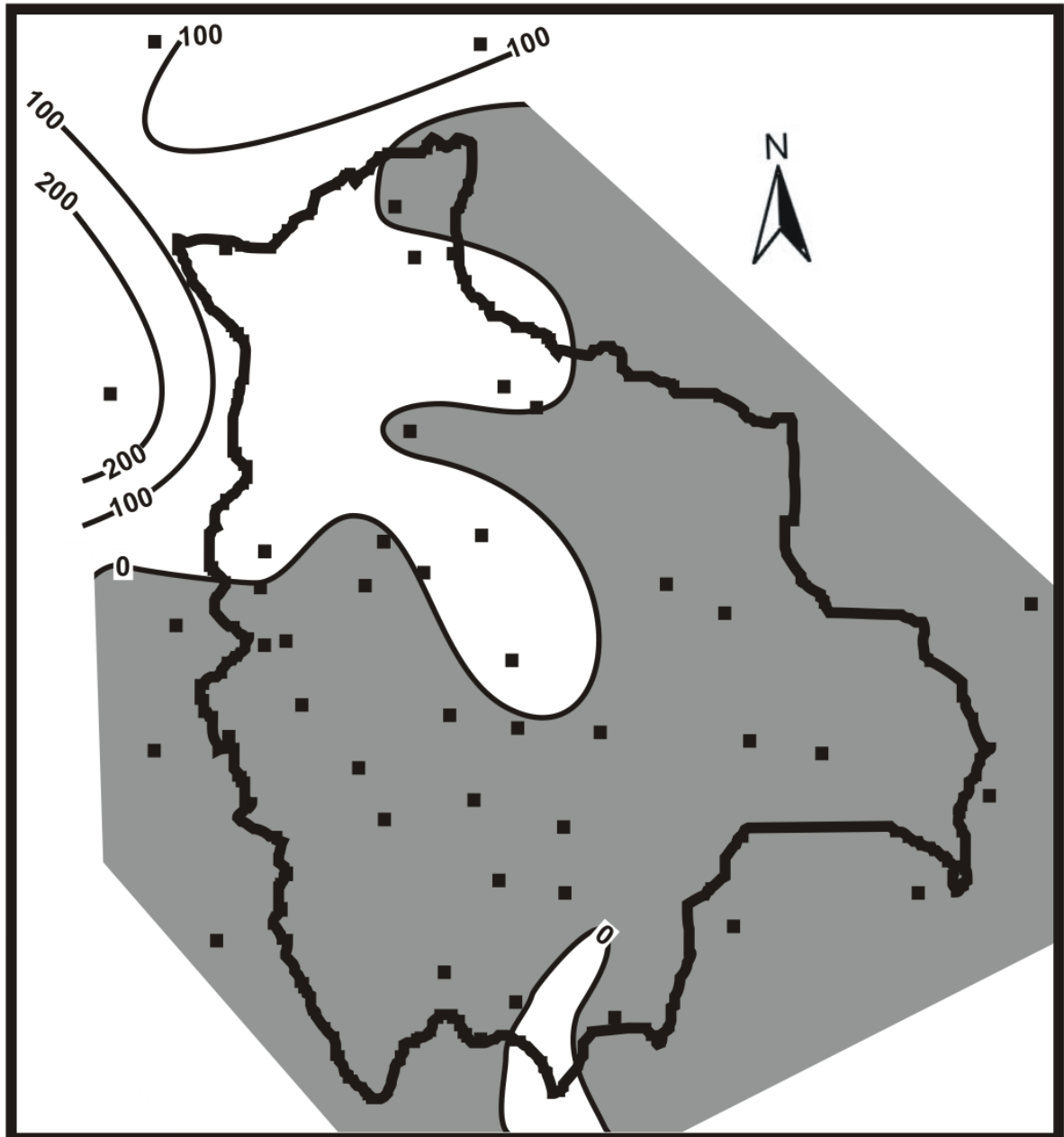
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL MARZO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 70

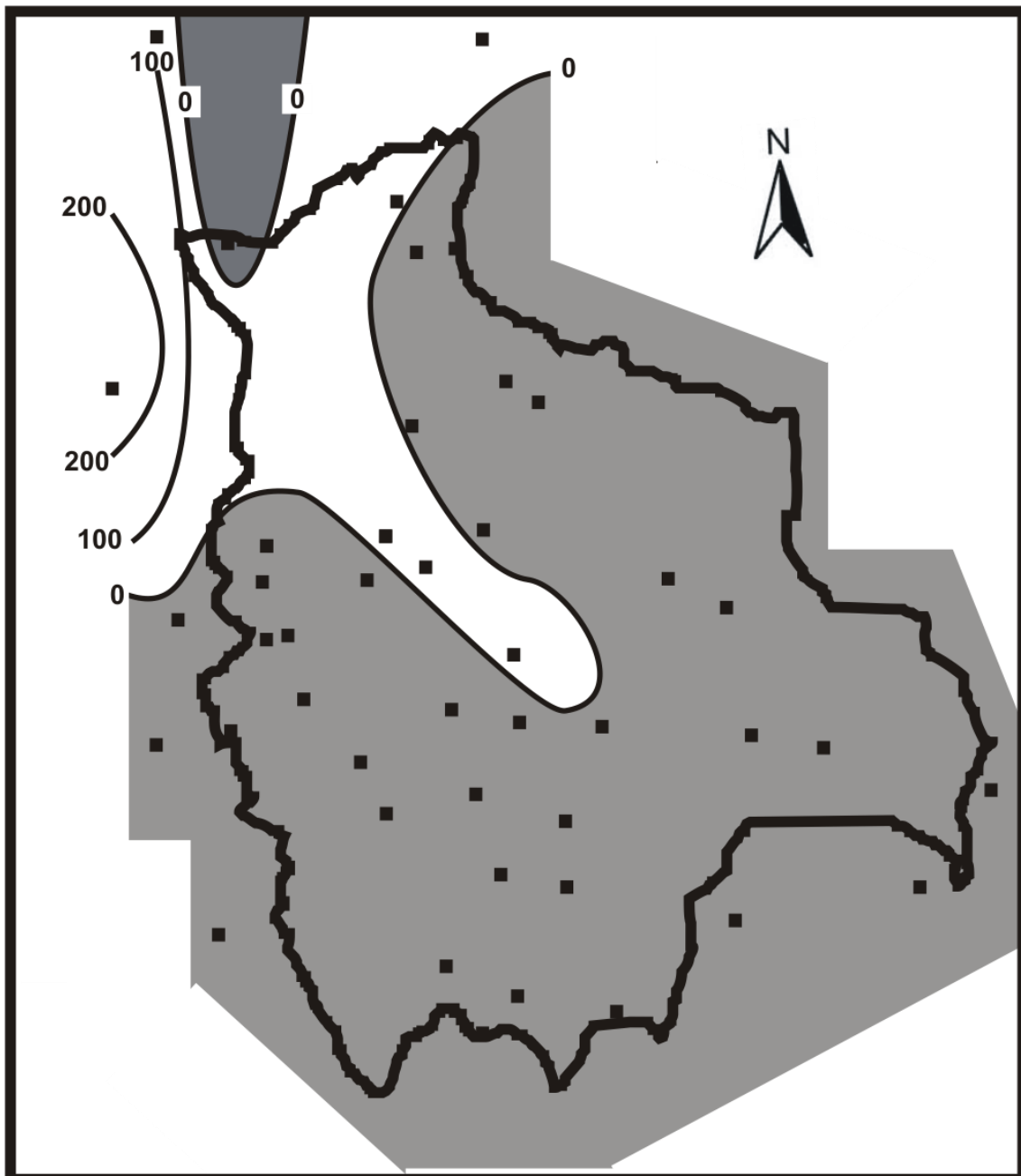
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL ABRIL (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 71

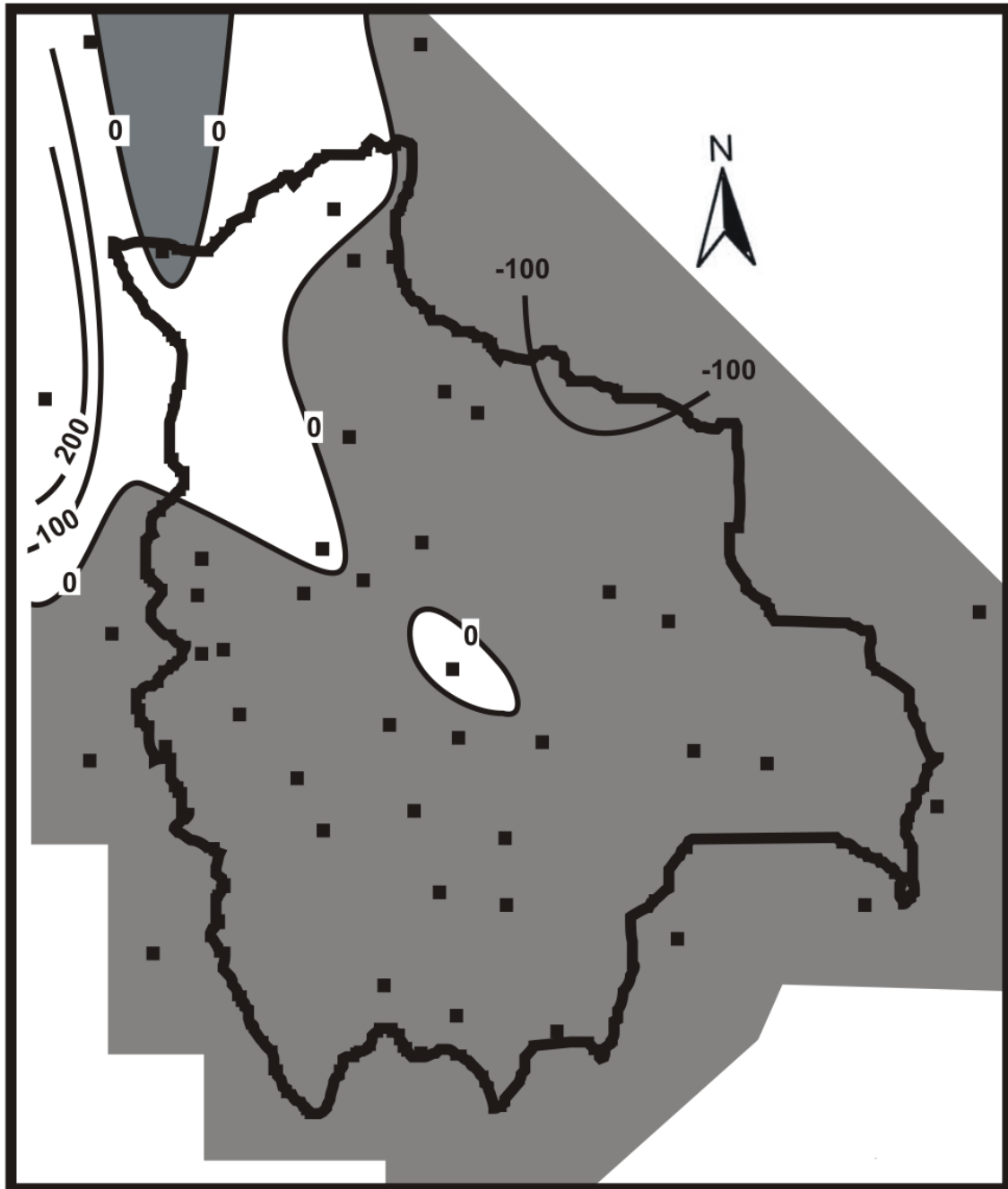
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL MAYO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 72

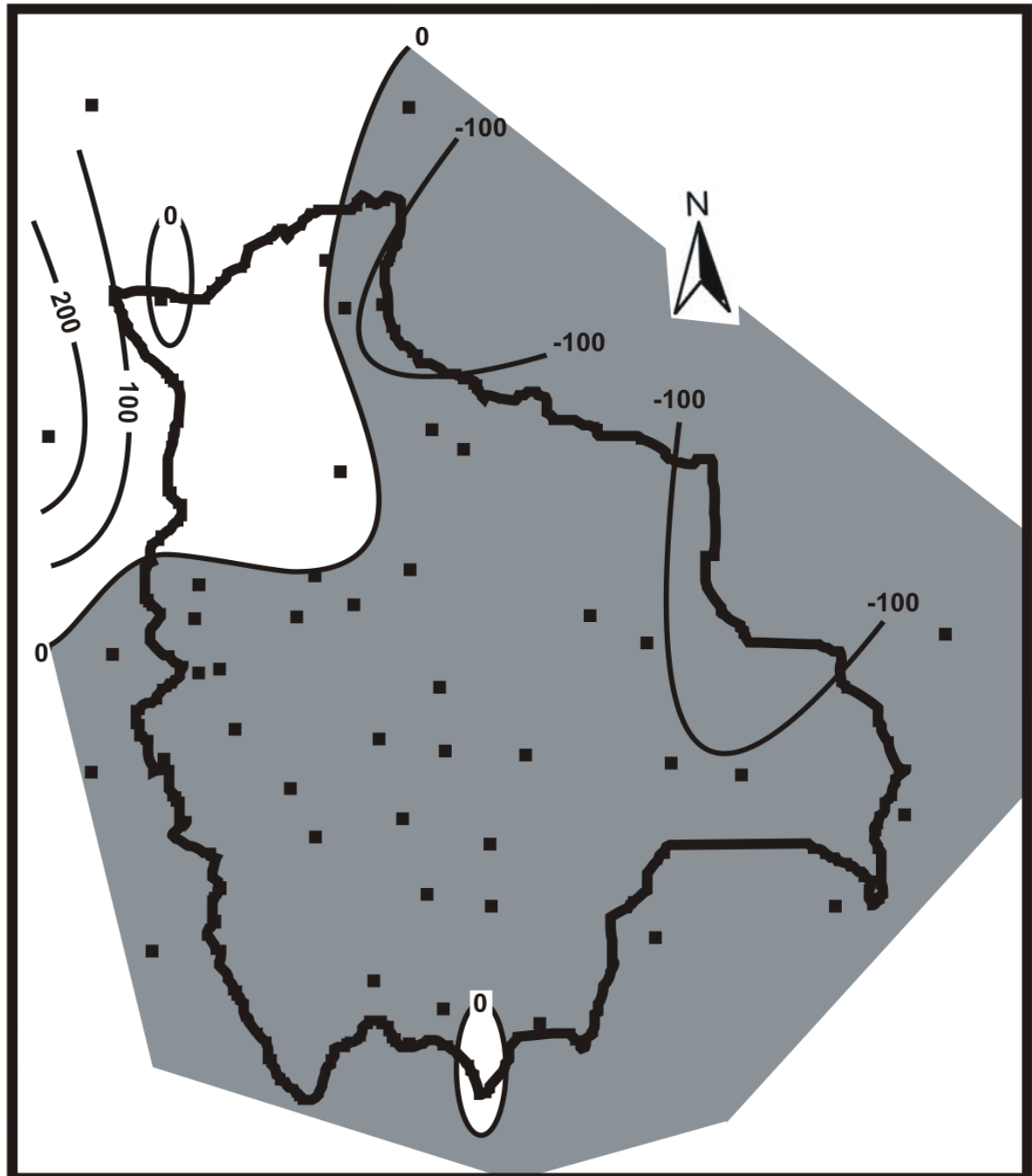
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL JUNIO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 73

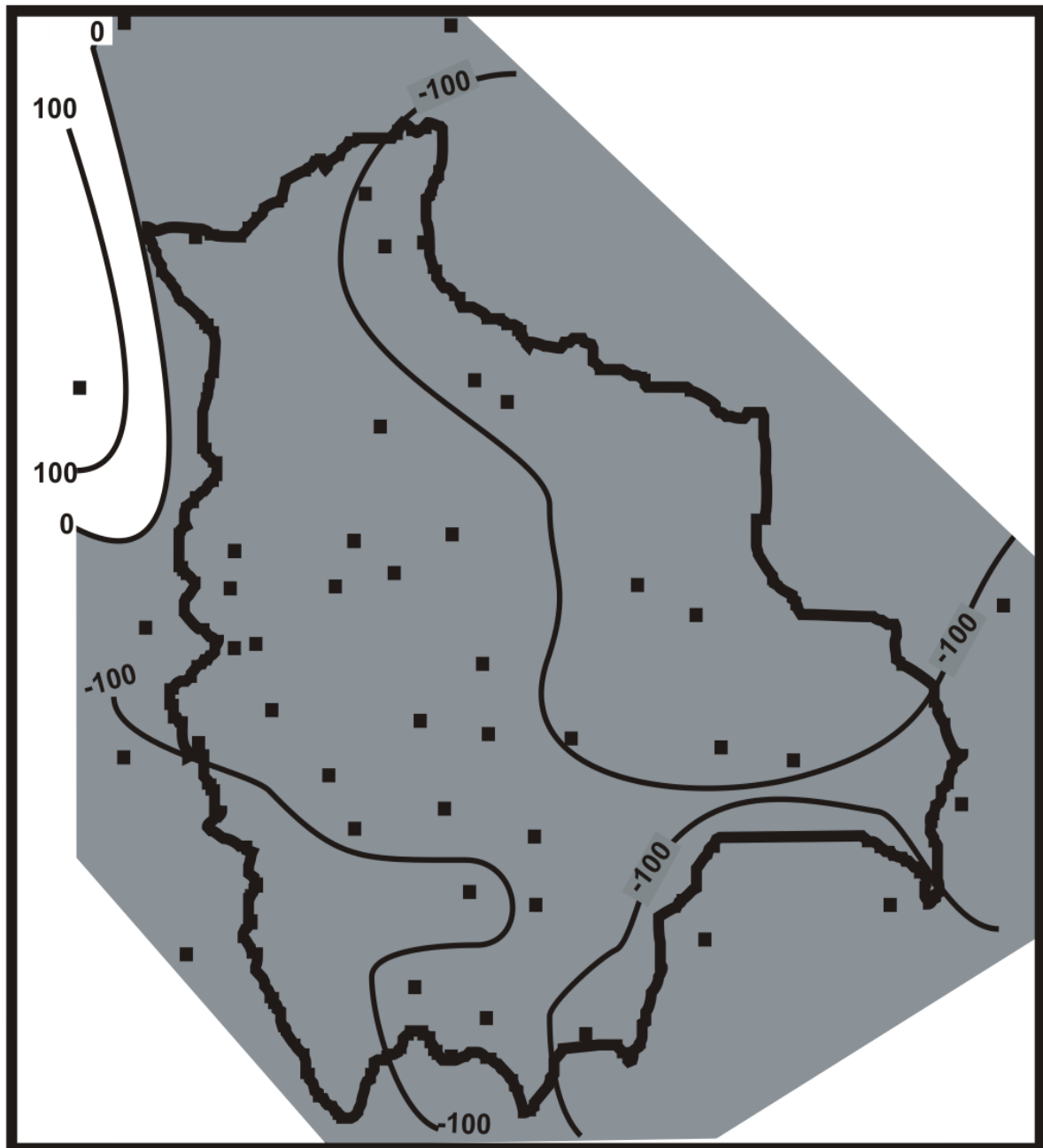
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL JULIO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 74

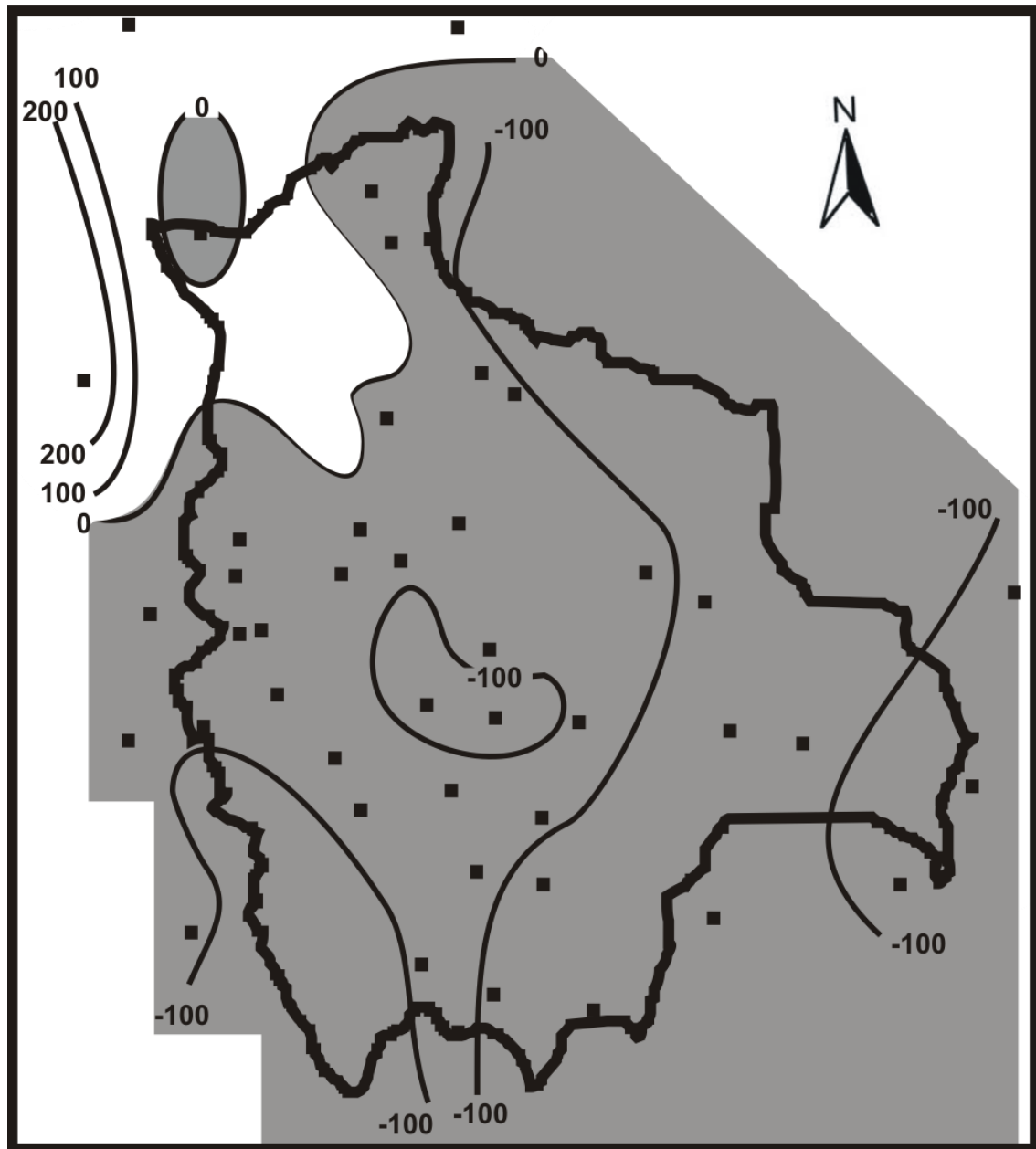
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL AGOSTO (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 75

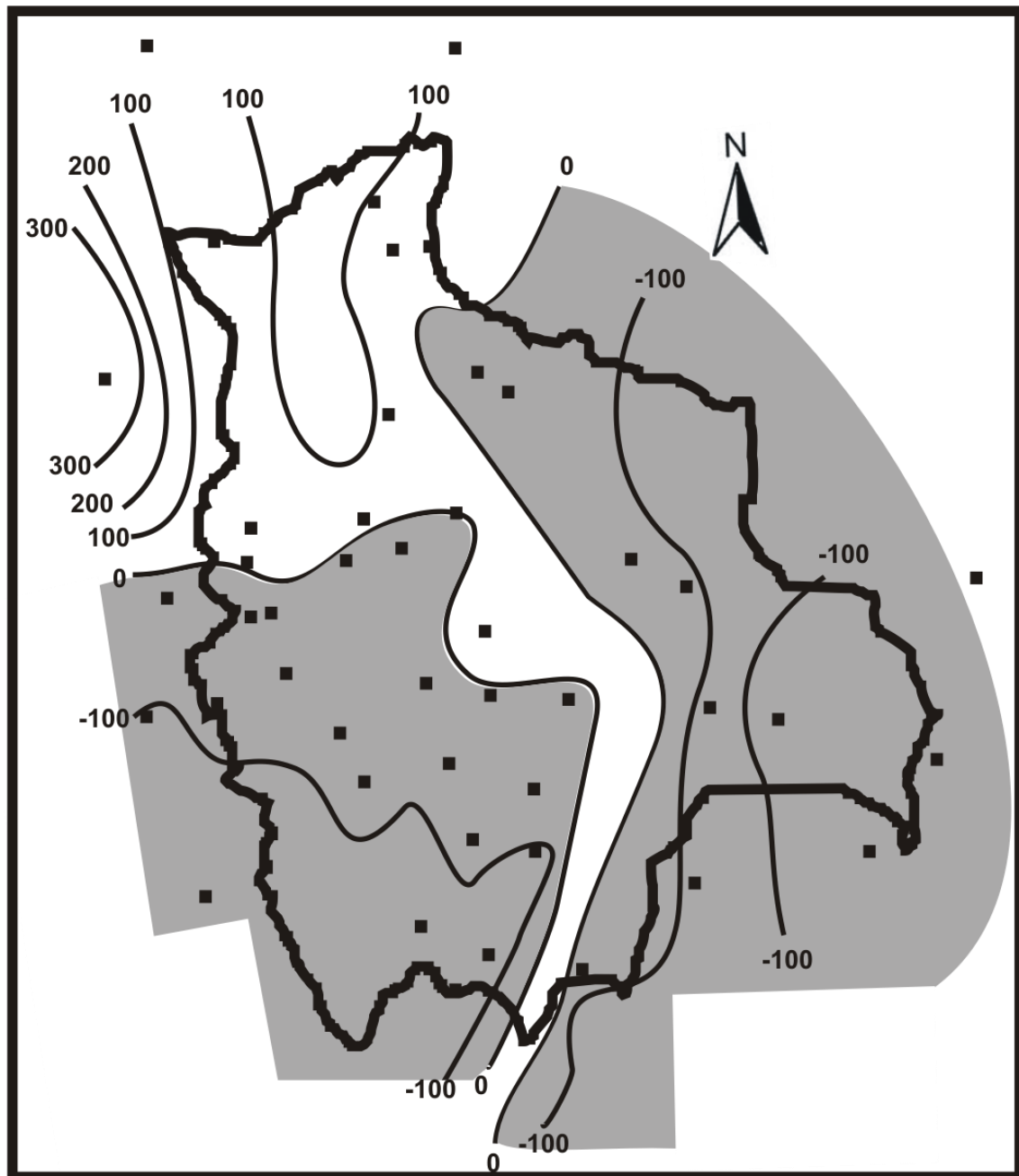
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL SEPTIEMBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 76

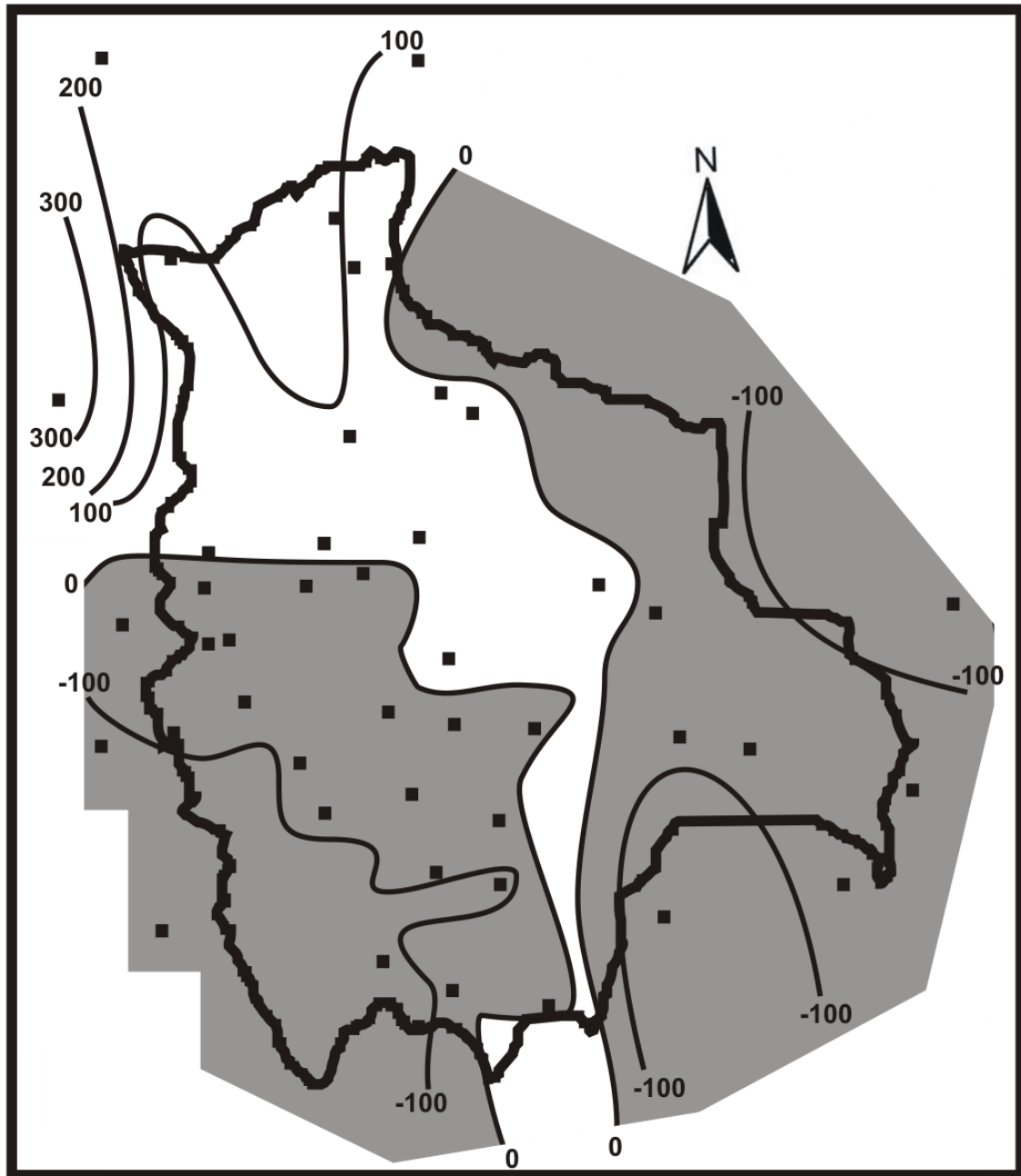
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL OCTUBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 77

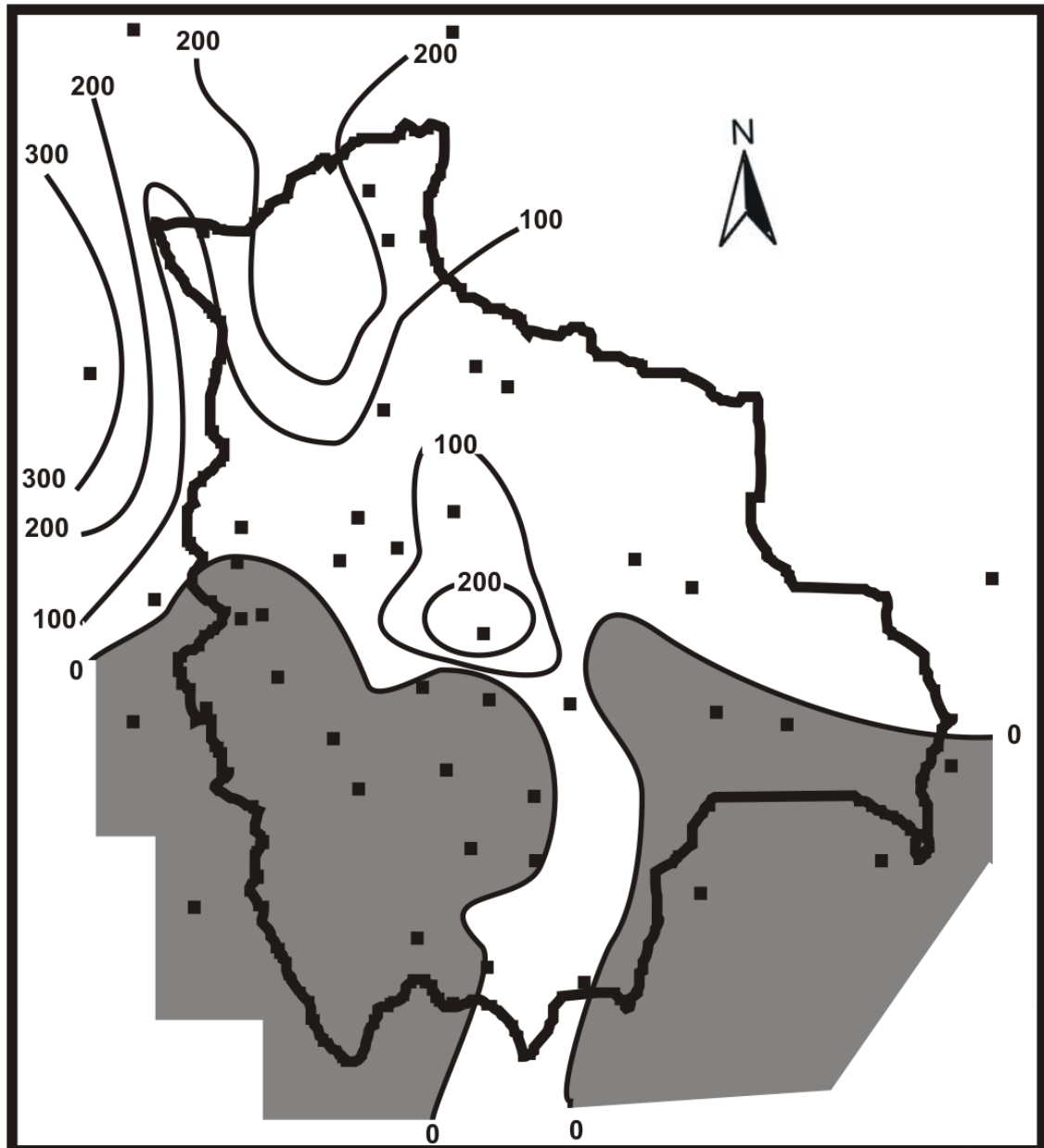
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL NOVIEMBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 78

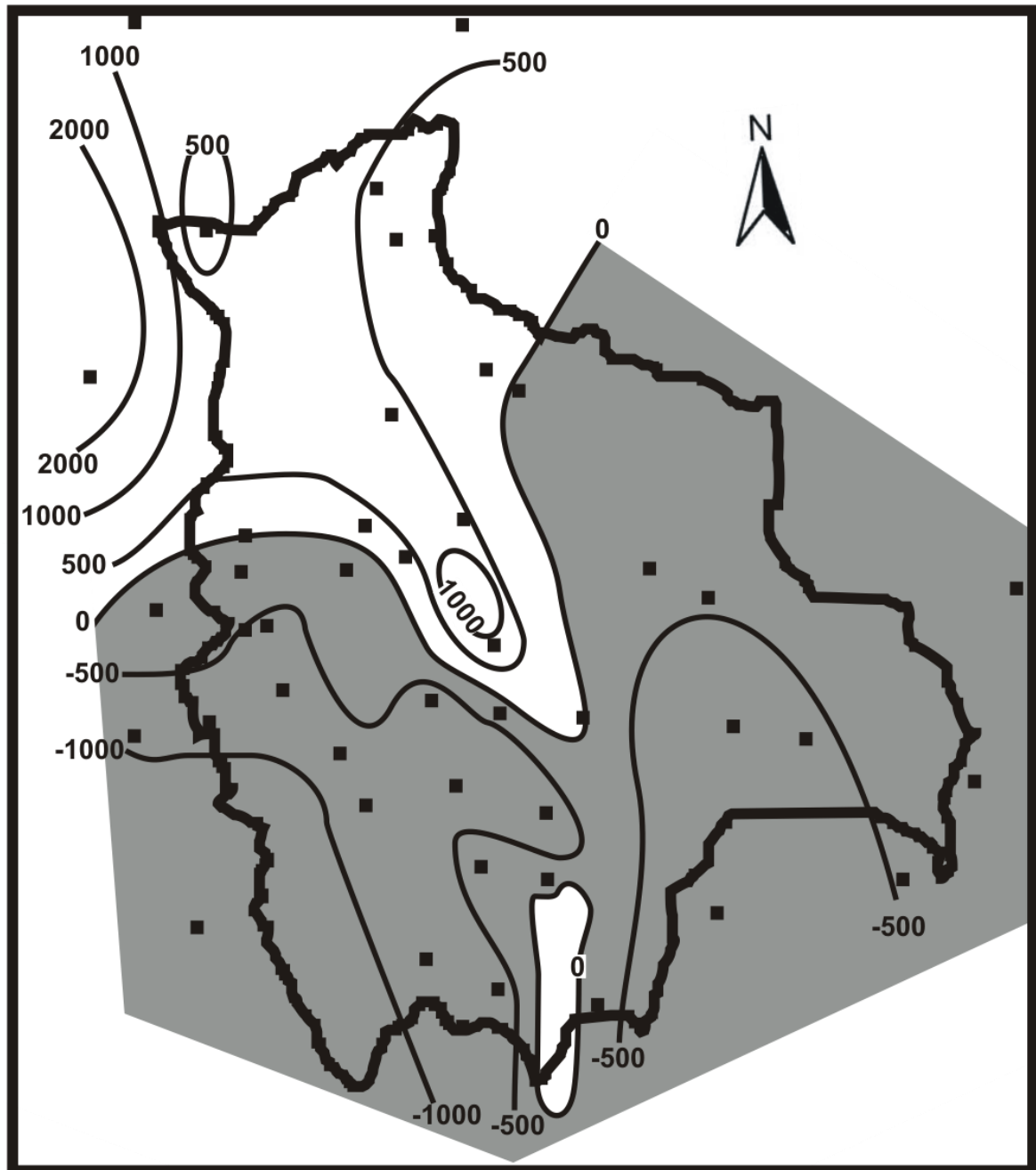
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL DICIEMBRE (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 79

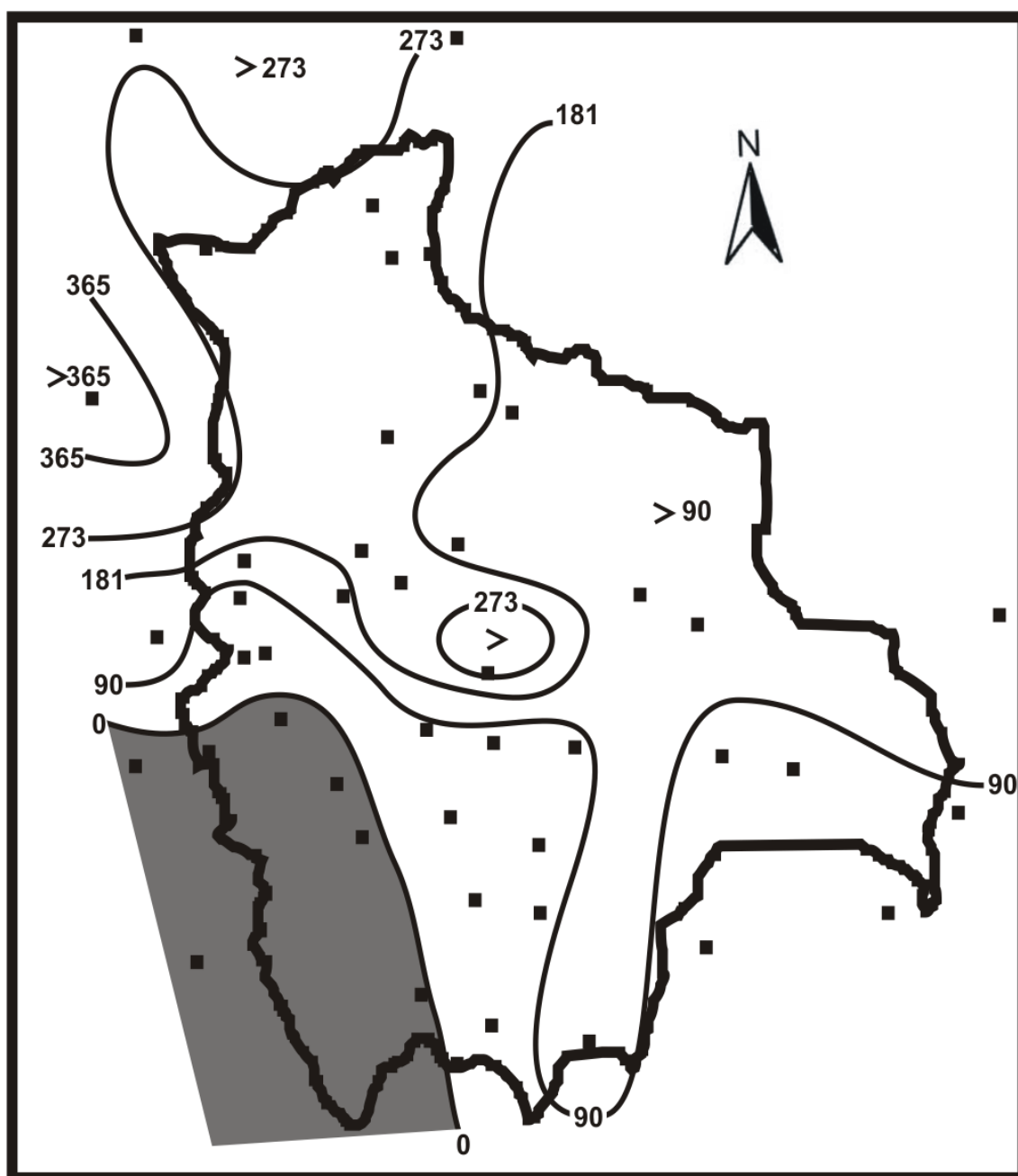
PRECIPITACION-EVAPOTRANSPIRACION
POTENCIAL ANUAL (mm)



FUENTE: L.C.S.

Figura 80

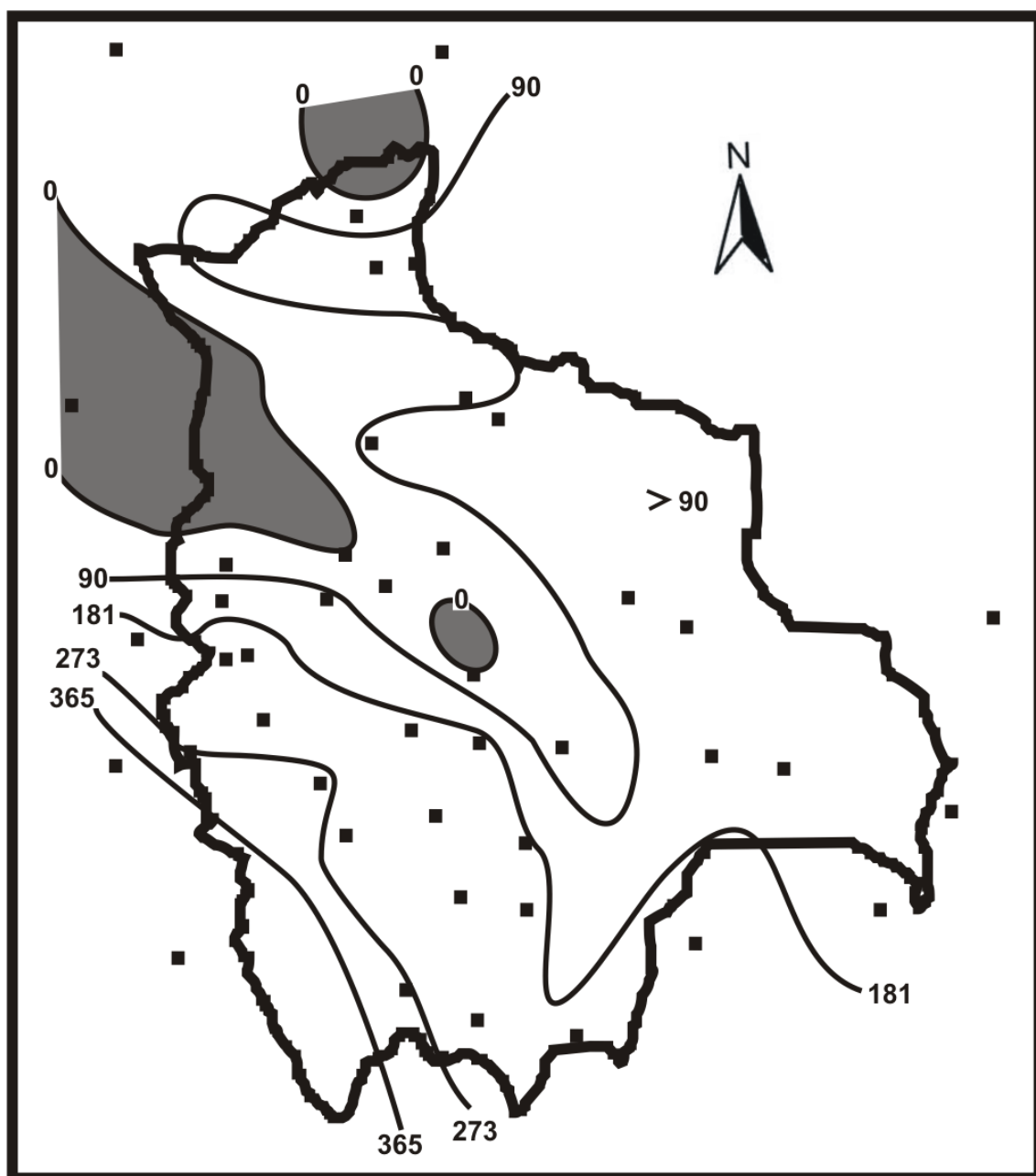
NUMERO MEDIO DE DIAS LLUVIOSOS (días)



FUENTE: L.C.S.

Figura 81

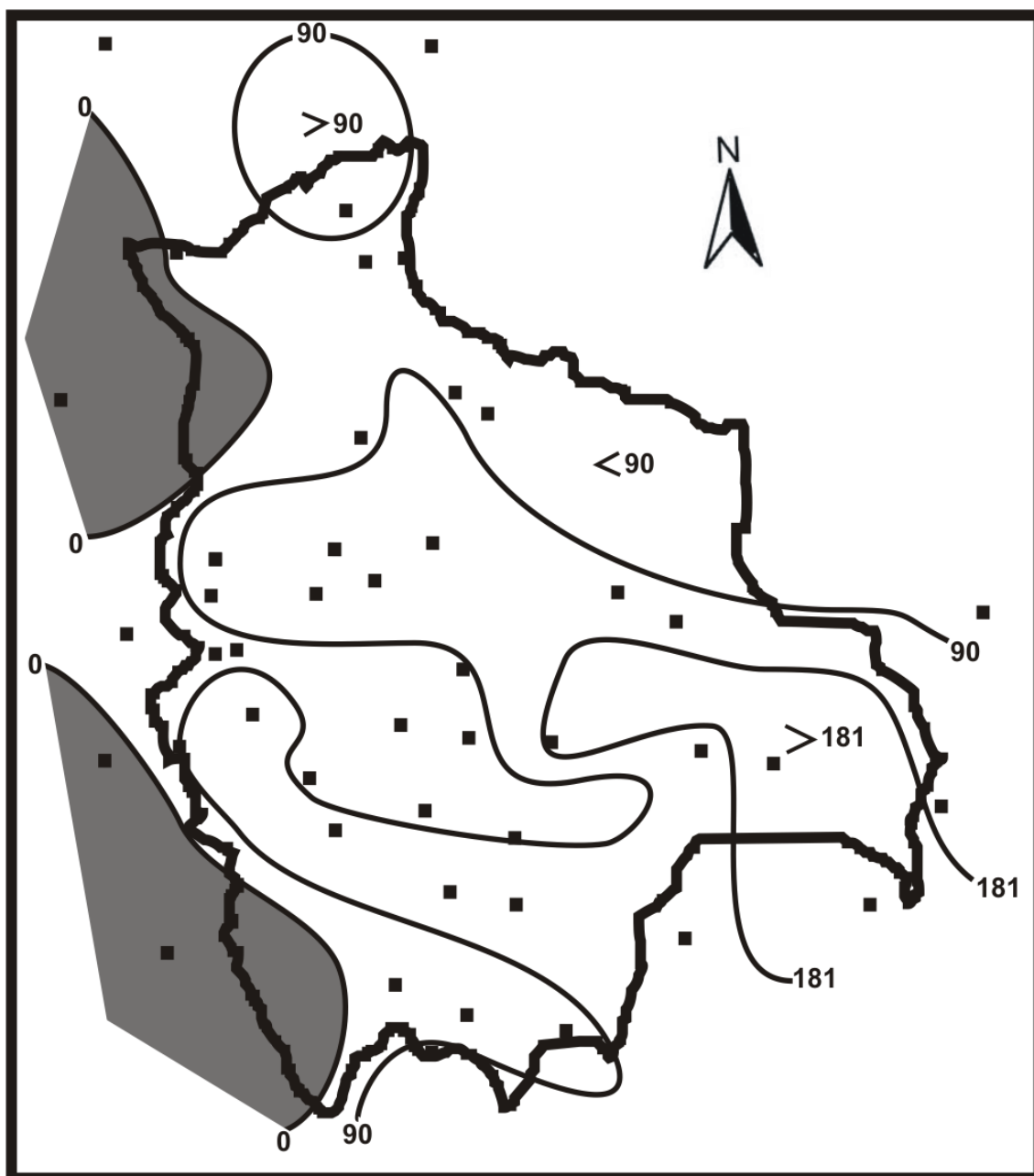
NUMERO MEDIO DE DIAS SECOS (días)



FUENTE: L.C.S.

Figura 82

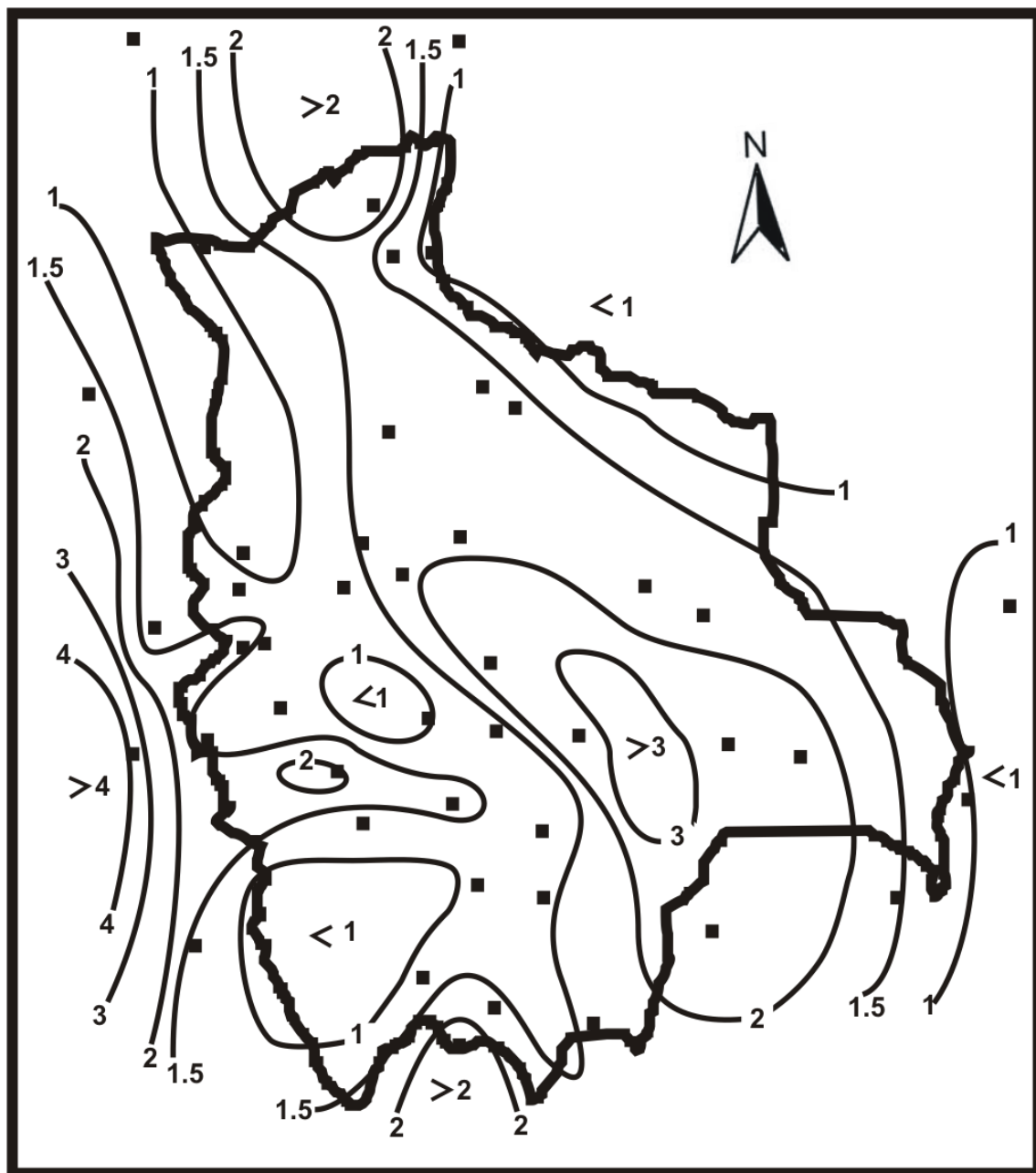
NUMERO MEDIO DE DIAS INTERMEDIOS (días)



FUENTE: L.C.S.

Figura 83

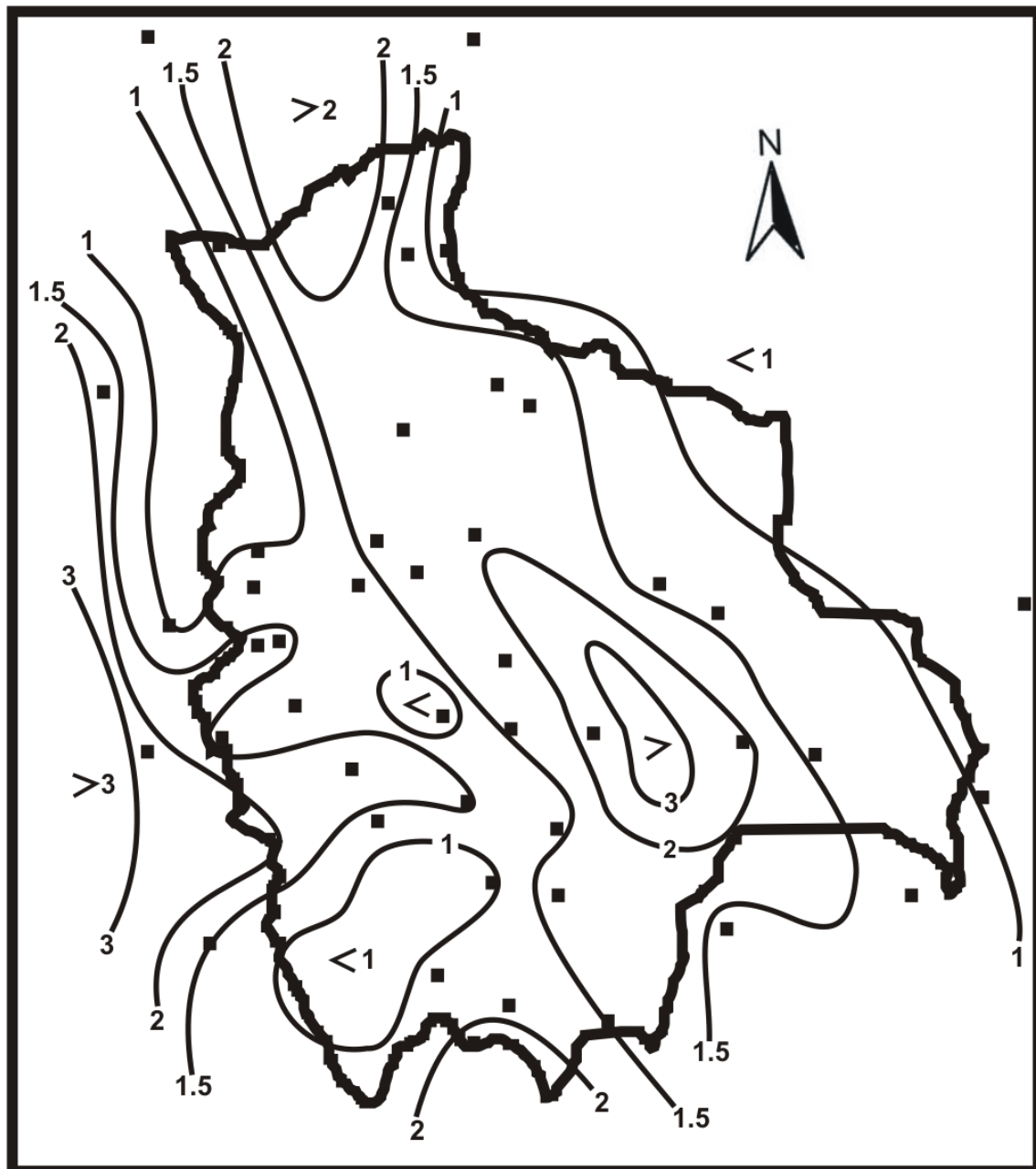
VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO (m/s) ENERO



FUENTE: L.C.S.

Figura 84

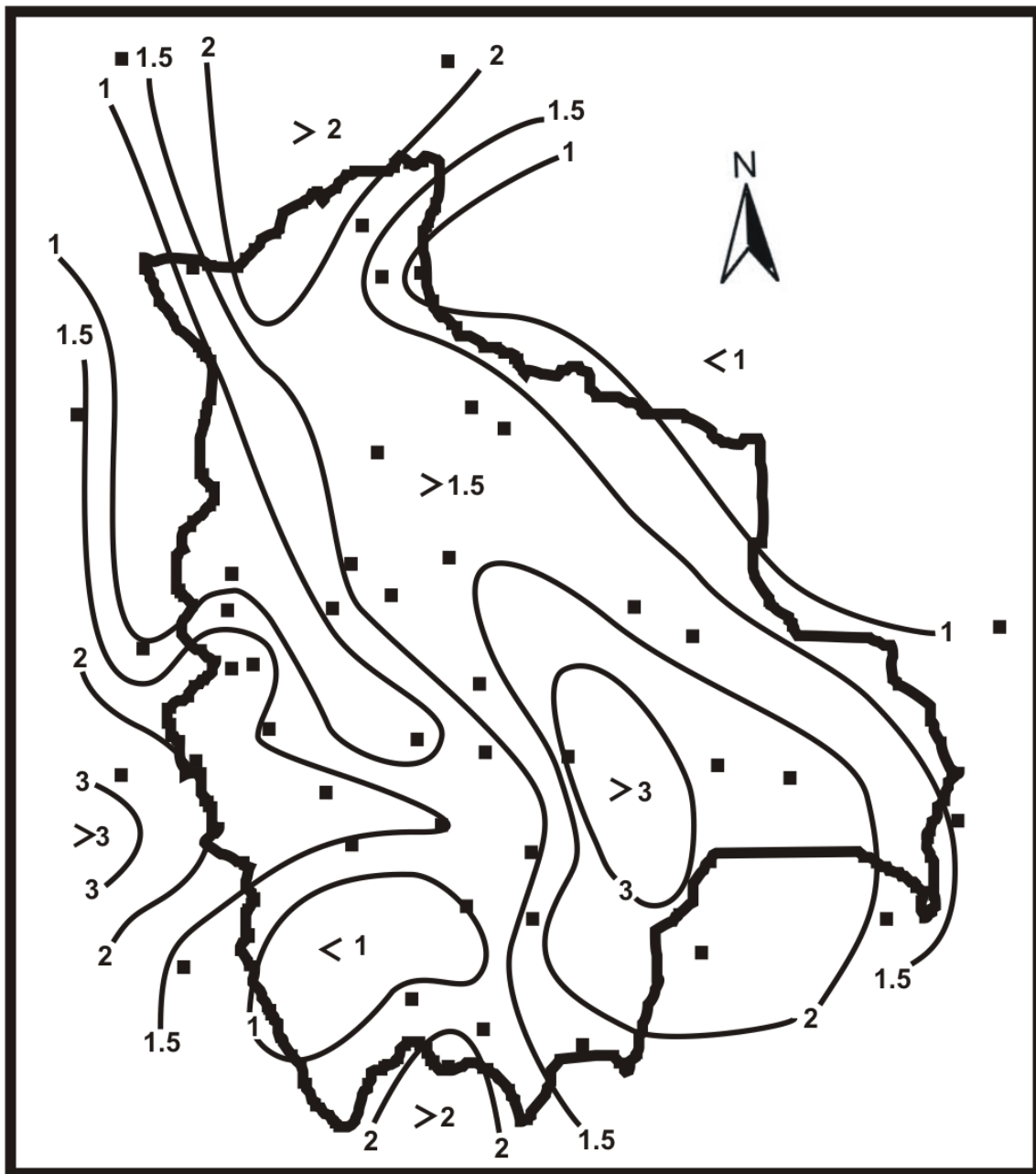
VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO (m/s) ABRIL



FUENTE: L.C.S.

Figura 85

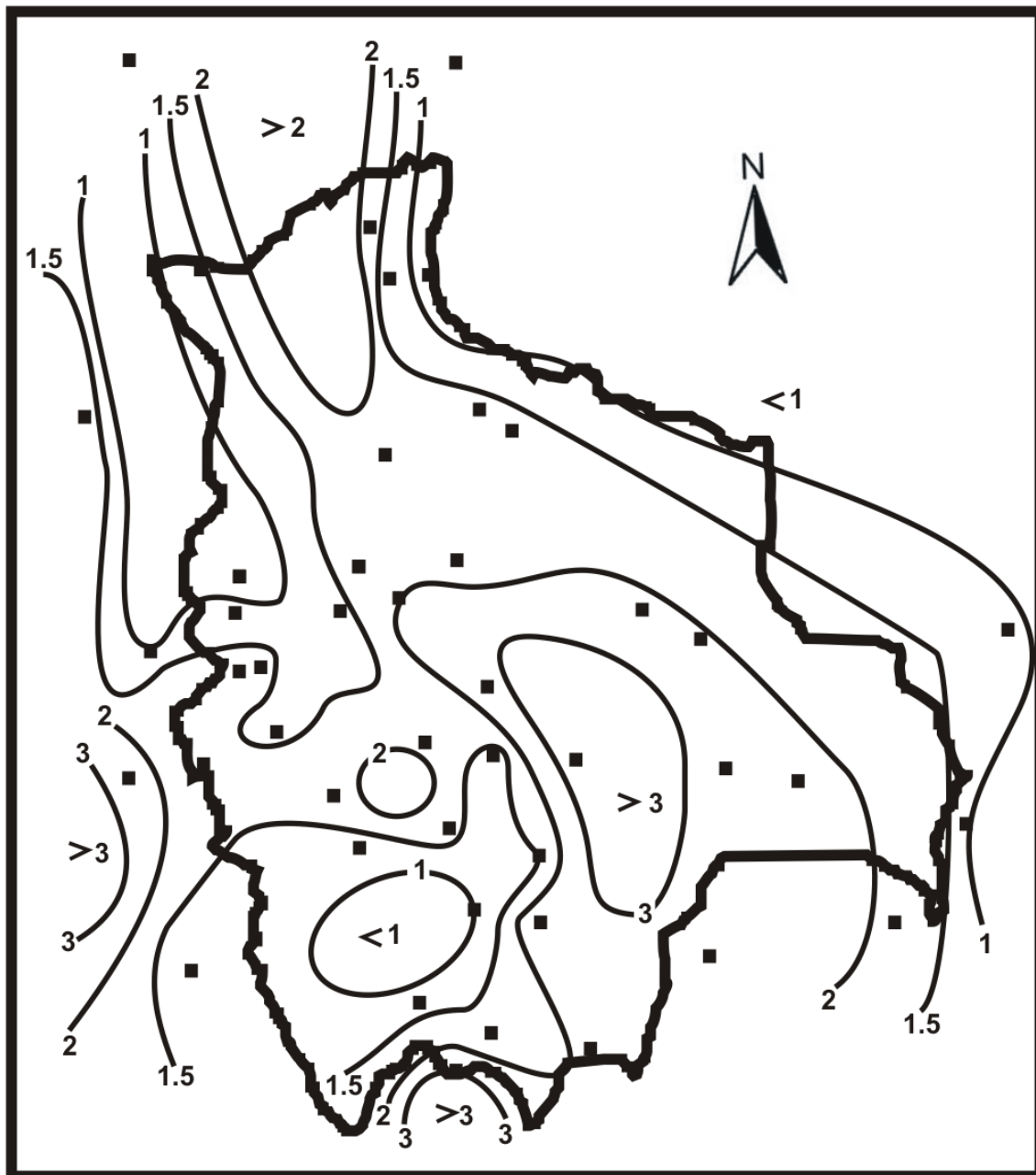
VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO (m/s) JULIO



FUENTE: L.C.S.

Figura 86

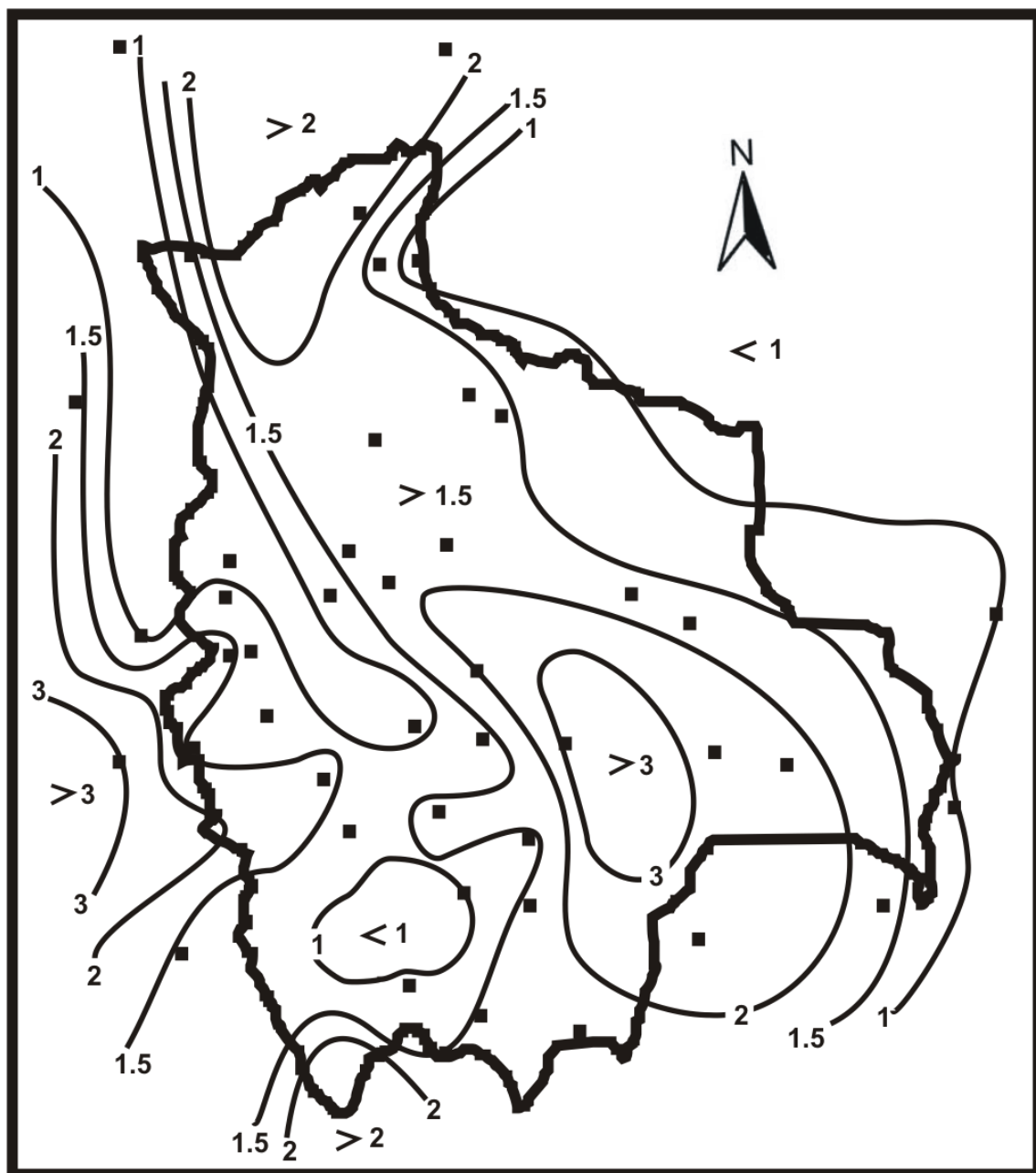
VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO(m/s)OCTUBRE



FUENTE: L.C.S.

Figura 87

VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO (m/s) ANUAL



FUENTE: L.C.S.

Figura 88

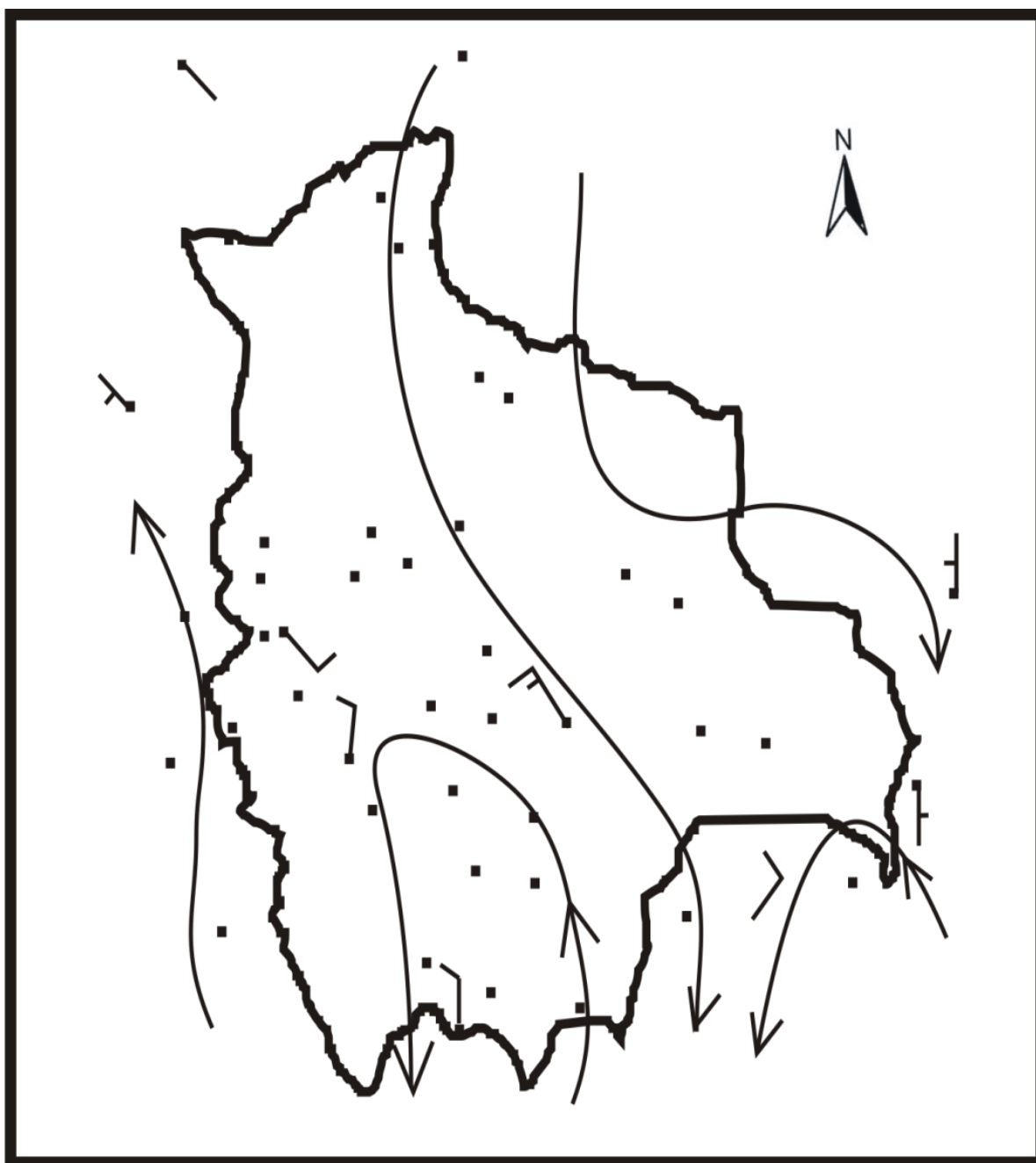
LINEAS DE FLUJOS DOMINANTES ENERO



FUENTE: L.C.S.

Figura 89

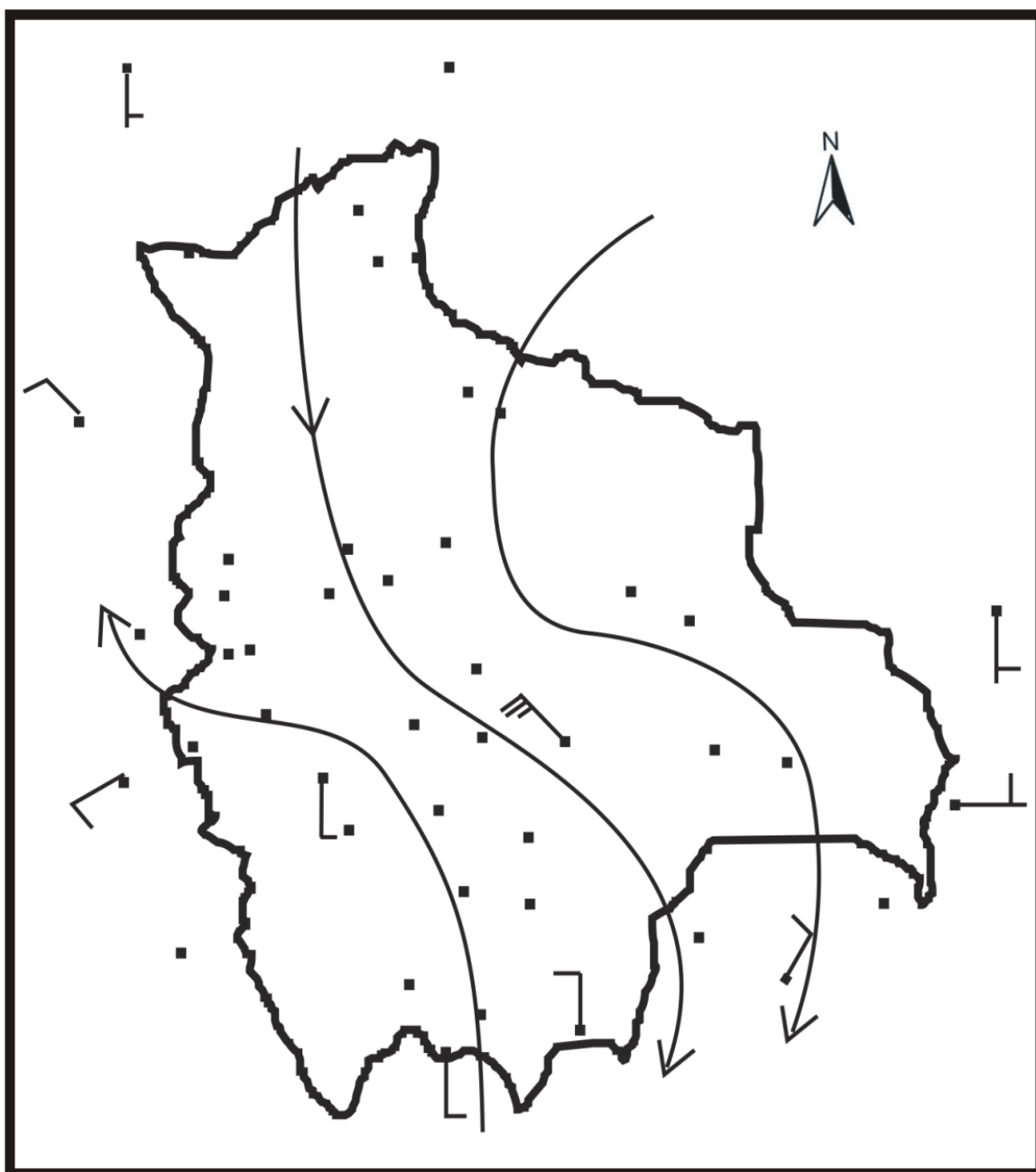
LINEAS DE FLUJOS DOMINANTES ABRIL



FUENTE: L.C.S.

Figura 90

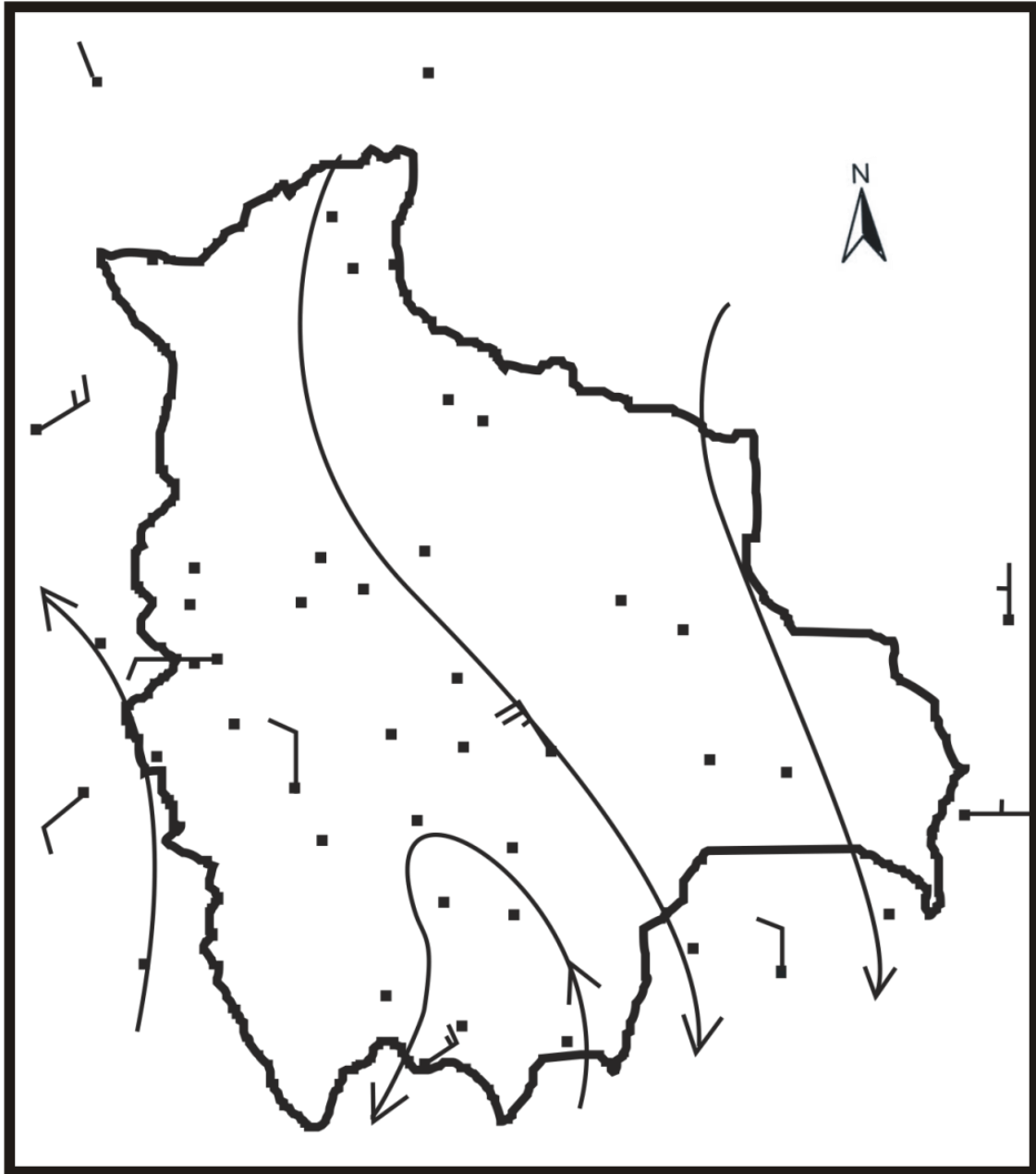
LINEAS DE FLUJOS DOMINANTES JULIO



FUENTE: L.C.S.

Figura 91

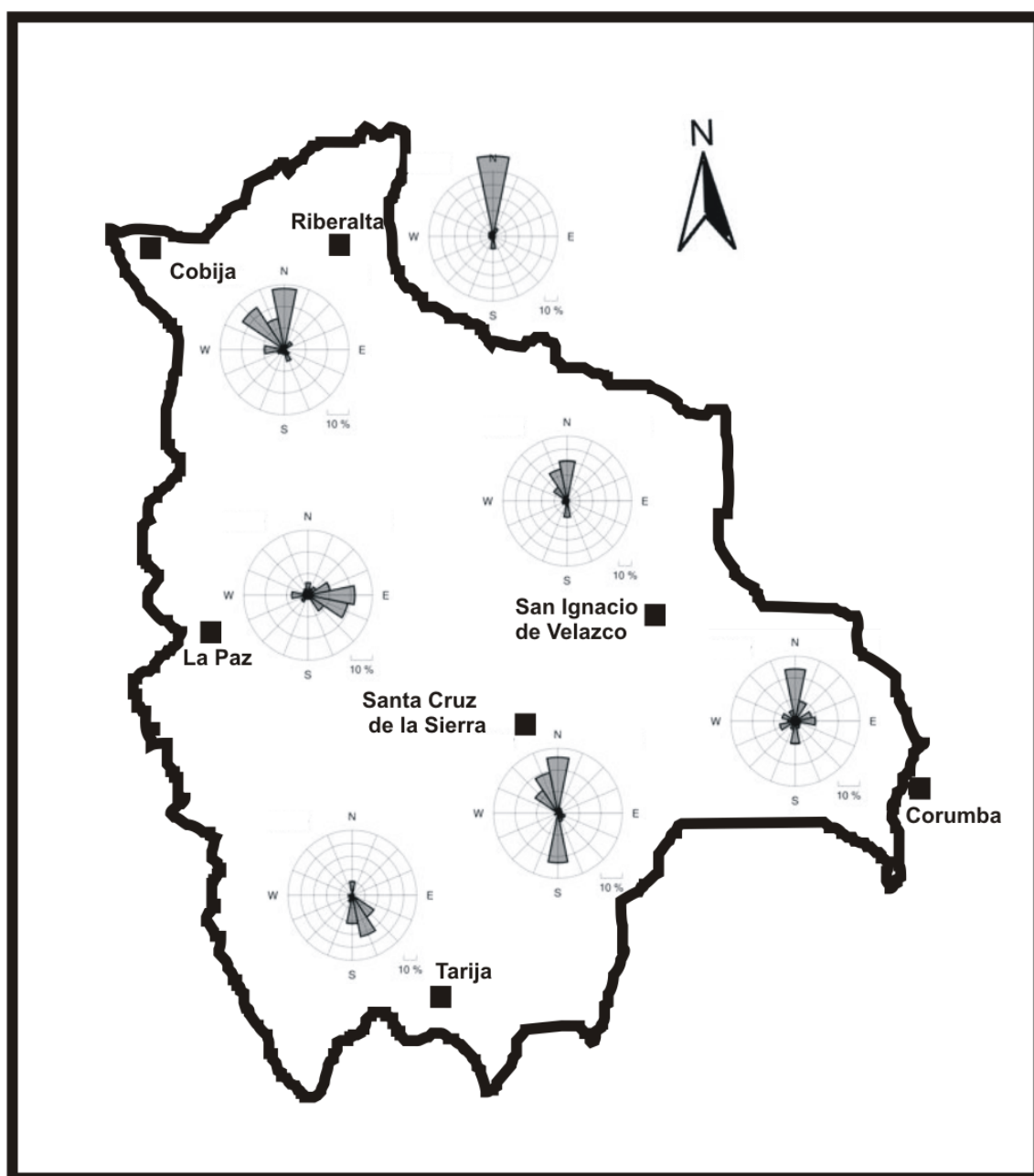
LINEAS DE FLUJOS DOMINANTES
OCTUBRE



FUENTE: LC.S.

Figura 92

FRECUENCIA MEDIA DE VIENTOS (%) ENERO



FUENTE: L.C.S.

Figura 93

FRECUENCIA MEDIA DE VIENTOS (%) JULIO



FUENTE: L.C.S.

Figura 94

CLIMAS DE BOLIVIA SEGUN KOEPPEN

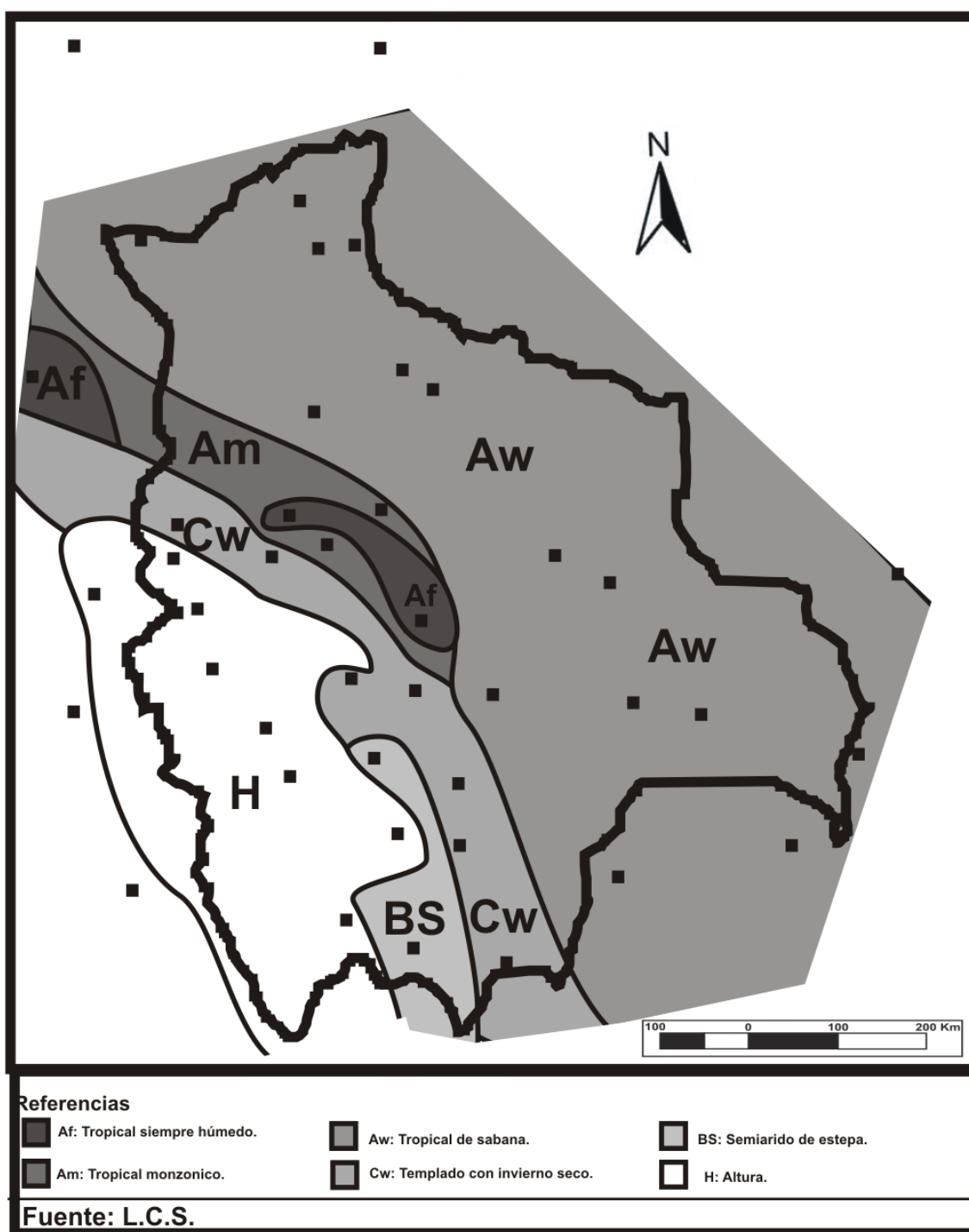


Figura 95